

19
2ej



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE INGENIERIA

**ELEMENTOS DE PROSPECCION Y
EVALUACION DE LA GEOHIDROLOGIA**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOLOGO
P R E S E N T A
GUILLERMO JUVENTINO PEÑA SUSTAITA**

MEXICO, D. F.

FALLA DE ORIGEN

1991



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ELEMENTOS DE PROSPECCION Y EVALUACION DE LA GEOHIDROLOGIA.

CONTENIDO:

	PAGINA.
CAPITULO I	INTRODUCCION..... 1
I.1	Generalidades..... 2
I.1.1	Objetivos de un Estudio Geohidrológico..... 2
I.1.2	Conceptos Básicos de la Geohidrología..... 3
I.1.3	Método de localización y Evaluación de las Aguas Subterráneas..... 7
I.1.4	Estudios Geohidrológicos..... 8
CAPITULO II	GEOLOGIA..... 9
II.1	Estudio Geológicos..... 9
II.2	Clasificación de las Rocas..... 11
II.2.1	Rocas Igneas..... 11
II.2.1.1	Textura..... 12
II.2.1.2	Estructura..... 14
II.2.2	Rocas Sedimentarias..... 20
II.2.2.1	Rocas Residuales..... 21
II.2.2.2	Rocas Transportadas..... 21
II.2.2.3	Rocas Bioquímicas..... 23
II.2.3	Rocas Metamórficas..... 25
II.2.3.1	Metamorfismo por Presión Dirigida... 26
II.2.3.2	Metamorfismo por Presión Dirigida y Temperatura o Metamorfismo Dinamotérmico..... 26
II.2.3.3	Metamorfismo Térmico..... 26
II.2.3.4	Metamorfismo por Presión Uniforme y Temperatura o Metamorfismo Flutónico. 26

	II.2.3.5	Textura.....	27
	II.2.3.6	Estructura.....	28
	II.2.3.7	Formaciones Acuíferas.....	29
CAPITULO	III.	HIDROLOGIA SUPERFICIAL.....	31
	III.1	Fisiografía.....	31
	III.1.1	Climas.....	32
	III.1.2	Vegetación.....	35
	III.2	El Ciclo Hidrológico.....	36
CAPITULO	IV	PRINCIPIOS DE HIDROLOGIA SUBTERRA NEA.....	42
	IV.1	Movimiento del Agua en Medios Po- rosos.....	44
	IV.1.1	Porosidad Primaria.....	42
	IV.1.2	Porosidad Secundaria.....	46
	IV.1.3	Fuerzas Intermoleculares.....	47
	IV.1.4	Ley de Darcy.....	50
	IV.1.5	Hidráulica de los Pozos.....	52
	IV.1.5.1	Transmisibilidad, Coeficiente de- Almacenamiento.....	52
	IV.1.5.2	Capacidad Potencial, Capacidad Es- pecífica, Productividad Específica.	54
	IV.1.6	Clasificación de Acuíferos.....	56
	IV.1.6.1	Acuífero Libre.....	57
	IV.1.6.2	Acuífero Confinado.....	57
	IV.1.6.3	Acuífero Semiconfinado o Semicau- tivo.....	58
	IV.1.6.4	Acuíferos Costeros.....	58
	IV.1.7	Métodos para Prevenir o Controlar la Intrusión Salina.....	59
	IV.1.7.1.	Reducción de la Extracción.....	59
	IV.1.7.2	Recarga Artificial.....	60
	IV.1.7.3	Fronteras Impermeables.....	60

	IV.1.7.4	Barrera de Pozos de Bombeo.....	60
	IV.1.7.5	Barrera con Pozos de Inyección....	60
	IV.1.7.6	Método Combinado.....	61
	IV.1.8	Condiciones de Flujo.....	61
	IV.1.8.1	Redes de Flujo.....	62
	IV.1.9	Prueba de Aforo.....	64
	IV.1.10	Prueba de Bombeo.....	64
	IV.1.10.1	Interpretación de la Prueba de - - Bombeo.....	66
CAPITULO V		EVALUACION GEOHIDROLOGICA.....	72
	V.1	Condiciones de Equilibrio Hidroló- gico.....	71
	V.2	Balace de Agua Subterránea.....	73
	V.3	Conceptos Relativos a los Niveles- del Agua Subterránea, su Interpre- tación y Procesamiento de Datos... ..	76
	V.4	Estudio de Hidrología Subterránea.	81
CAPITULO VI		GEOQUIMICA.....	82
CAPITULO VII		PROSPECCION GEOFISICA.....	92
	VII.1	Estudio Geofísico.....	92
	VII.1.1	Método Magnético.....	93
	VII.1.2	El Método Gravimétrico.....	95
	VII.1.3	Métodos Sismológicos.....	97
	VII.1.4	Métodos Geoelectrículos.....	101
	VII.1.4.1	Método de Polarización Espontánea.	102
	VII.1.4.2	Método Telúrico y Magnético-Telú- rico.....	102
	VII.1.4.3	Método de Equipotenciales.....	102
	VII.1.4.4	Método Electromagnético.....	103
	VII.1.4.5	Métodos de Relaciones de Caídas de Potencial y Resistividad.....	103
	VII.1.5	Método Termométrico.....	106

	VII.1.6	Métodos Radioactivos.....	106
	VII.1.7	Métodos de Sensores Remotos.....	107
CAPITULO VIII		REGISTROS DE POZOS.....	108
	VIII.1	Registros Eléctricos.....	108
	VIII.1.1	De Potencial Espontáneo.....	108
	VIII.1.2	Registros de Resistividad.....	113
	VIII.1.2.1	Convencionales de Resistividad....	113
	VIII.1.2.2	Microregistros.....	117
	VIII.1.2.3	Registros y Microregistros de Co- rriente Enfocada.....	118
	VIII.1.2.4	De Inducción.....	118
	VIII.1.2.5	De Medición de Echados.....	119
	VIII.2	Registros Radioactivos.....	120
	VIII.2.1	Registros de Rayos Gamma.....	121
	VIII.2.2	Registro de Densidad.....	124
	VIII.2.3	Registro de Neutrones.....	124
	VIII.3	Registros Acústicos.....	125
	VIII.4	Registros Complementarios.....	126
	VIII.4.1.	Registro de Temperatura.....	127
	VIII.4.2	Registros de Calibración de Agu- jero.....	127
	VIII.4.3	Registros de Verticalidad.....	128
	VIII.4.4	Registro de Molinete Hidráulico...	128
	VIII.5	Ejemplos de Utilidad Práctica.....	129
	VIII.6	Conclusiones sobre los Métodos - Geofísicos.....	129
CAPITULO IX		CONCLUSIONES.....	131
		BIBLIOGRAFIA.....	133

CAPITULO I.

INTRODUCCION.

El estudio, control y aprovechamiento de las aguas superficiales ha requerido cada día de un mayor concurso de las ciencias aplicadas y de renovados procedimientos técnicos. De la misma manera; la localización, evaluación y aprovechamiento del agua subterránea, implica el auxilio de técnicas igualmente depuradas, que -- por un lado minimicen los riesgos de una perforación y por otro optimicen la explotación del acuífero mediante la construcción -- de una captación debidamente planeada.

La Geohidrología, tiene mayor importancia a medida que se agrava el problema del abastecimiento de agua a las ciudades y que se agotan los mantos acuíferos irracionalmente explotados; sus mayores avances se observan como una consecuencia del desarrollo de las técnicas petroleras, que motivadas por su enorme interés económico, se superan a pasos agigantados, contribuyendo al avance de la Geohidrología. Sin embargo, corresponde al geohidrólogo, -- como una de sus funciones en la ingeniería, adoptar y adecuar -- las técnicas petroleras a la particular problemática del agua -- subterránea, pues técnica y económicamente ambos campos de la ingeniería, muy afines entre si, se establecen bajo escalas diferentes y en algunos casos con problemas específicos inversos.

El agua es vital para la subsistencia del hombre y el agua subterránea en ocasiones es el unico recurso en los lugares donde los recursos hidráulicos superficiales no existen o son insuficientes, el principal factor limitante del desarrollo de la Geohidrología es el bajo valor económico del agua. razón por la cual, -- una mentalidad receptiva y altamente creativa deben ser las -- principales cualidades de un geohidrólogo y de quienes en alguna forma intervienen en el campo geohidrológico, desde un ingeniero planificador hasta un proveedor de equipo y material, debiéndose mencionar en forma especial al grupo de trabajo en el --

cual, al final de cuentas, descansa el éxito de cada una de estas obras de ingeniería: el perforador y sus ayudantes.

El presente trabajo se expone con base en la experiencia adquirida durante nueve años en la S.A.R.H., tanto en el campo de auditoría interna en la Construcción y Equipamiento de Pozos para Agua, como en el área de Geohidrología; además de los conocimientos muy valiosos de personas con gran experiencia en estas áreas, que en forma desinteresada los transmitieron.

Va dirigido como obra de consulta, para todas aquellas personas, que sin tener los conocimientos geohidrológicos básicos; se ven en la necesidad de intervenir en el campo de la Geohidrología. - Todo esto, como un intento para poner a su alcance los principios indispensables en la planeación de todo proyecto, tanto de prospección como de explotación del agua subterránea.

I.1 Generalidades.

I.1.1 Objetivos de un Estudio Geohidrológico.

¿ Porqué y para qué ?, ¿ en donde ?, ¿ con qué ?, ¿ cómo y cuando ?, son las preguntas obligadas en la planeación de toda acción que pretenda realizar el hombre; y en nuestro caso: ¿ porqué ? y para qué vamos a perforar ?, ¿ en donde y conqué vamos a realizar nuestro trabajo ? y ¿ cómo y cuando vamos a hacerlo ? . Son inevitables las preguntas a que se deben dar respuesta para planear una perforación, y respuestas razonables, deben ser siempre del conocimiento de quienes van a intervenir en los estudios o en la obra y que orientan los estudios geohidrológicos de reconocimiento (prospección) y evaluación que darán respuesta al ¿ donde ?, estableciendo a su vez la magnitud de la obra para contestar a la necesidad de recursos humanos, económicos y de equipo que se requieran y de cuya satisfacción se dará cabal respuesta al ¿ cómo y cuando ?, estableciéndose los programas de trabajo que correspondan.

De los primeros dos cuestionamientos, como antes se dijo, se ---

plantean las finalidades del estudio y de la obra: el uso o necesidad que se pretende satisfacer (riego, agua potable o industrial), la demanda de calidad requerida y el gasto de explotación deseable.

Establecidos los objetivos básicos, se deben realizar los estudios básicos de diferentes tipos como: hidrológicos, geológicos, geoquímicos, geofísicos y demás necesarios para la localización y proyecto de la obra. A su vez, el proyecto de toda perforación -- estará sujeto a cambios durante su proceso constructivo, de acuerdo a los particulares problemas de cada obra y en especial a los resultados que se obtengan durante la etapa de exploración o primaria de perforación; y por último, el programa de aprovechamiento razonable de la obra, se adaptará a los resultados de las pruebas de desarrollo y aforo, todo lo cual implica la realización de un proyecto dinámico, cuyos cambios o adaptaciones deben realizarse sobre la marcha y consecuentemente in-situ, lo que obliga a una adecuada preparación de quienes lo deciden.

1.1.2 Conceptos Básicos de la Geohidrología.

Todas las aguas existentes entre los intersticios o poros de los materiales situados bajo la superficie del terreno, deben ser consideradas como aguas subterráneas y por lo tanto, forman parte de la litósfera.

Su origen proviene en principio de la precipitación atmosférica en sus diferentes manifestaciones (lluvia, nieve, rocío, etc.), que forman y rigen los escurrimientos y acumulaciones de aguas meteóricas superficiales tanto continentales como marinas, así como de un proceso básico de infiltración de tiempo variable; sin embargo, existen aguas subterráneas de origen distinto a la infiltración, por lo que con base en fenómenos geohidrológicos de tiempo y condiciones de flujo, asociados con los procesos tectónicos a que está sujeta la corteza terrestre y a reacciones físico-químicas, se clasifica a las aguas subterráneas de la siguiente manera:

Aguas Meteóricas de Infiltración.- Son aguas procedentes de la atmósfera, presentan temperaturas normales y sus fuentes de recarga son de fácil identificación. Se cree que contienen elementos dominantes de la corteza, tales como sodio, calcio, magnesio y radicales sulfato y carbonato.

Aguas Connatas.- También conocidas como aguas fósiles o congénitas, cuyo depósito se realizó en forma simultánea a la formación de las rocas que las contienen, o que quedaron atrapadas en trampas de permeabilidad (lentes de arena), o en trampas por falla, careciendo de movilidad y de recarga por tiempos prolongados.

Aguas Volcánicas.- Corresponden a aquellas asociadas a fenómenos de vulcanismo activo y muestran generalmente condiciones anormales de temperatura.

Aguas Magmáticas.- Las derivadas como subproducto del enfriamiento y cristalización de magmas. Estas aguas conjuntamente con las de origen cósmico, son conocidas como aguas juveniles.

Aguas Metamórficas.- Son las que a su vez se derivaron como subproducto de procesos de metamorfismo o se encuentran asociados con ellos.

En condiciones propicias las aguas connatas y las aguas meteóricas alojadas en las rocas bajo la superficie de la corteza terrestre, pueden ponerse en movimiento y reaccionar químicamente debido al calor o a la presión que acompaña a la intrusión magmática.

Considerando los rangos de temperaturas medias en la República Mexicana, las aguas subterráneas se clasifican en:

MUY FRIAS	CON TEMPERATURAS DE	0° C A 4° C
FRIAS	" " "	4° C A 15° C
NORMALES	" " "	15° C A 28° C
MESOTERMALES	" " "	28° C A 40° C

TERMALES	CON TEMPERATURAS DE	40 °C A 65 °C
HIPOTERMALES	" " "	MAS DE 65 °C

En la clasificación general anterior, es necesario precisar la condición relativa de temperatura del agua subterránea con respecto a la temperatura media del área o región de afloramiento, así como su grado de normalidad respecto a su profundidad de yacimiento.

Son aguas normales aquellas cuya temperatura varía entre más o menos 10°C de la media del lugar de afloramiento, y frías o termales en los casos correspondientes fuera de estos límites.

Aguas anormales, son aquellas cuya temperatura exceda a la correspondiente de su profundidad de yacimiento, de acuerdo al gradiente geotérmico de 1 °C por cada 30 metros de profundidad más la temperatura media del punto de afloramiento.

Desde el punto de vista cuímico, las aguas subterráneas se clasifican al igual que las superficiales, de acuerdo con su calidad respecto a su uso; por lo que en ocasiones el agua de mala calidad para fines domésticos resulta buena para riego o para determinados procesos industriales.

Con respecto a sus características geoquímicas es importante su definición en el siguiente cuadro de clasificación de CHASE PALMER. (cuadro No. I)

En cuanto a su disposición en el subsuelo, las aguas subterráneas se distribuyen en la siguiente forma:

Zona de Aereación. (Que comprende a la capa de humedad del suelo, la capa intermedia y la franja capilar. En esta zona los intersticios de las rocas están ocupados parcialmente por agua y por aire.)

Zona de Saturación.

CUADRO N° 1

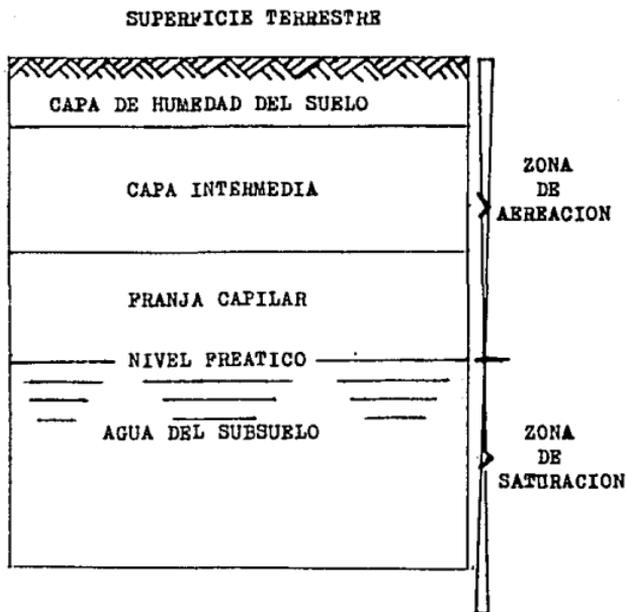
CLASIFICACION GEOQUIMICA DE CHASE PALMER

CLASE →		I	II	III	IV	V	CARACTERISTICA DEL MEDIO PERMEABLE *
		$Af < Alc$	$Af = Alc$	$Alc + T > Af > Alc$	$Af = Alc + T$	$Af > Alc + T$	
Salinidad	PRIMARIA	S_1	$2 Af$	$2 Alc = 2 Af$	$2 Alc$	$2 Alc$	Zona De Origen Volcánico
	SECUNDARIA	S_2		$2(Af - Alc)$		$2 T$	Sedimentario Volcánico (Dureza Permanente)
	TERCIARIA	S_3				$2(Af/Alc - T)$	Zonas Mineralizadas y Volcánicas Acidez Libre
Acididad	PRIMARIA	A_1	$2(Alc - Af)$				Zonas Sedimentaria Rica en Alcalie
	SECUNDARIA	A_2	$2 T$	$2 T$	$2(Alc - T - Af)$	$2 T$	Sedimentaria Rico en Tierras (Dureza Temporal)
	TERCIARIA	A_3	$2 M$	$2 M$	$2 M$	$2(M - \frac{S_3}{2})$	Zonas mineralizadas (Acidez Libre)
TIPO DE AGUAS		AGUAS SUBTERRANEAS			MARES Y OCEANOS	MINAS Y VOLCANICO	

* Las características del medio medio permeable en cada caso, corresponden a la proporción predominante, incluyéndose el tipo de dureza o acidez correspondiente al agua.

Ejemplo: un agua en que $Af < Alc$, corresponde a la clase I de chase palmer y sus proporciones geoquímicas Son: $S_1 = 2 Af$, $A_1 = 2(Alc - Af)$, $A_2 = 2 T$ Y $A_3 \{ 2 M \}$ que deberan sumar 100 % M corresponde a un agua subterránea en un medio cuya característica del medio permeable corresponde a la proporción predominante.

FIG. No.1



Capa de Humedad del Suelo.- Se extiende desde la superficie del - suelo de la tierra hasta la zona de las raíces más profundas de - las plantas, de esta capa el agua es devuelta a la atmósfera, ya - sea por evaporación en el mismo suelo o por transpiración de las - plantas.

Su espesor varía con el tipo de suelo y la vegetación, su profun- didad puede ser desde unos cuantos centímetros hasta 15 metros.

Capa Intermedia.- Comprende desde el límite inferior de la capa - de humedad del suelo hasta el límite superior de la franja capi- lar, sirve como paso del agua que logra infiltrarse más allá de - la capa húmeda, su espesor varía desde cero hasta varios centena- res de metros.

Franja Capilar.- Se localiza inmediatamente debajo de la capa in-

termedia y encima de la zona de saturación, retiene el agua por -- la fuerza capilar y su espesor ⁴varía según el tipo de material, de 3 centímetros en materiales gruesos hasta 60 centímetros en mate-- riales finos como el limo.

Zona de Saturación.- En esta zona todos los intersticios de las -- rocas están llenos de agua bajo presión hidrostática. La parte su-- perior puede estar limitada por una superficie a la presión atmos-- férica, la cual se conoce por el nivel que alcanza el agua en un -- pozo que penetra un acuífero, en tanto que su límite inferior es -- el punto en que las formaciones de las rocas adquieren cierta den-- sidad que las vuelve impermeables.

En las épocas de lluvia, al infiltrarse el agua, llega a la zona -- de saturación con una velocidad relativamente uniforme, haciendo -- subir el nivel freático, formándose de esta manera los depósitos -- de agua subterránea.

I.1.3 Método de Localización y Evaluación de las Aguas Subterrá-- neas.

Existe una gran diferencia entre suponer la existencia de agua en el subsuelo o simplemente localizar un sitio para perforar; y pla-- near la explotación de las aguas subterráneas dentro de un área -- definida, para la solución de un problema determinado. Lamentable-- mente, esta diferencia frena la difusión de los métodos de estudio y genera múltiples vicios.

La existencia de pozos en explotación o la presencia de manantia-- les, son en la mayoría de los casos el único elemento de juicio -- para realizar una perforación; y cuando aquellos no existen, en el mejor de los casos el recurso técnico de localización se circuns-- cribe a realizar uno o varios sondeos ~~ge~~eléctricos; los que al -- interpretarse sin ningún conocimiento de las condiciones geohidro-- lógicas que prevalecen en el área, dan como resultado fracasos -- atribuibles a los métodos de prospección.

21

Suele suceder, que por la complejidad geohidrológica del área, resulta relativamente más complicado y consecuentemente más costoso realizar el estudio geohidrológico para la perforación de un sólo pozo que para el desarrollo de toda una región, lo que propicia -- los vicios antes citados.

1.1.4 Estudios Geohidrológicos.

Para evitar lo anterior, todo estudio geohidrológico debe planearse en dos etapas, una de factibilidad y otra de detalle, pero en ambas, atendiendo a los siguientes aspectos:

- 1.- Fisiográfico, mediante el estudio de las condiciones topográficas, hidrográficas, climatológicas y biológicas.
- 2.- Geológico, en cuanto a la estratigrafía, la tectónica y evolución geológica.
- 3.- Geoquímico, sobre el origen y grado de asociación de las aguas tanto superficiales como subterráneas.
- 4.- Geofísico, como método de apoyo geohidrológico.
- 5.- De Hidrología Subterránea, sobre la definición de la clase y tipo de acuífero y sus condiciones de funcionamiento.
- 6.- De Proyecto, mediante el estudio y definición de los tipos de obra y métodos de construcción más adecuados.

En un estudio de Prospección Geohidrológica, bastará solo con conocer la precipitación media anual y estimar la evapotranspiración, escurrimiento e infiltración consecuentes y condiciones geológicas generales sobre el área de estudio.

En un estudio Geohidrológico Preliminar, se deberá profundizar en el examen de estos elementos de juicio, analizando su variabilidad e interrelación con las condiciones específicas de carga y descarga de las aguas subterráneas.

La elaboración de un plano en el que se definan los parteaguas y se tracen las isoyetas o curvas de igual precipitación, así como la construcción de una gráfica que asocie la variabilidad mensual de la precipitación y el escurrimiento, son obligados.

CAPITULO II .

GEOLOGIA

II.1 Estudio Geológico.

En un estudio geohidrológico se debe contar con un estudio geológico lo más profundo que sea posible, en el que se pueda tener un marco tanto superficial como subterráneo, para que sea clara su importancia se debe partir de la definición de acuífero.

Acuífero.- Es una unidad geológica con características especiales como: permitir la infiltración del agua, el movimiento a través de ella y su explotación en forma continua y económica.

Para realizar el estudio geológico se debe utilizar toda la tecnología actual, como: fotointerpretación geológica, verificación de campo, estudios de laboratorio (petrografía, determinación de edades de las rocas, paleontología, análisis químicos de roca, etc.), auxiliarse de métodos geofísicos y de ser posible contar con métodos de sondeos directos para conocimiento del subsuelo.

El estudio geológico debe contar con la siguiente información:

- 1.- Estratigráfica - Determinar la secuencia física y cronológica de las formaciones existentes; su origen, descripción petrográfica, su disposición, continuidad y tipo de porosidad.
- 2.- Tectónica - Estudiar las estructuras geológicas o formas que presentan las formaciones, incluyendo los efectos que han sufrido por los esfuerzos y movimientos a que están o han estado sujetas, así como los fenómenos magmáticos.
- 3.- Evolución Geológica - En donde se resume la secuencia de fenómenos y procesos geológicos que han intervenido en la conformación del medio geohidrológico.

La elaboración de un plano geológico o geotectónico del área, -- debe contener las secciones transversales. En estudios de factibilidad, todos estos aspectos deben considerarse; en tanto que -- en estudios de detalle deben llevarse hasta definir las fronte-- ras geológicas y las áreas de afloramiento de las formaciones -- acuíferas que son fuente de recarga o descarga.

En tales condiciones, mientras en estudios de factibilidad el -- análisis geológico superficial puede ser suficiente, en trabajos de detalle es imprescindible la realización de estudios de geolo-- gía del subsuelo, aún para los casos de acuíferos freáticos desa-- rrollados en depósitos y llanuras aluviales, pues es importante-- recordar que en dichos medios sedimentarios, tanto a rumbo como -- a profundidad, se presentan cambios de granulometría y consecuen-- temente de productividad, que deben ser considerados en las eva-- luaciones que se realicen.

Para este fin, el geohidrologo deberá recabar toda la informa-- ción posible de pozos y pruebas realizadas previamente y auxi-- liarse de la geoquímica y de los métodos de prospección geofísi-- ca, cuya interpretación debe basarse en el conocimiento geohidro-- lógico que se tenga del área, pues de otra manera se corre el -- riesgo de confundir, (sobre todo en los métodos indirectos de -- geofísica eléctrica) las respuestas obtenidas en los aparatos re-- gistradores.

En la práctica un estudio fotogeológico o un levantamiento geoló-- gico de campo, requieren que personal que lo realice, tenga un -- amplio conocimiento geológico en general; pero básicamente en -- las ramas de geología física y estratigrafía, para cuyo desarro-- llo son indispensables los conocimientos petrográficos que le per-- mitan la identificación de las rocas; además en trabajos con fi-- nes geohidrológicos es necesario enfatizar nuevamente que sobre-- los conocimientos antes mencionados debe prevalecer un criterio--

hidrológico, ya que si el origen, disposición y composición de -- las formaciones geológicas es muy importante, sus características de porosidad, permeabilidad y saturación son determinantes.

A continuación se exponen algunos conceptos teórico-prácticos sobre la clasificación de las rocas, así como sobre la disposición de las formaciones geológicas que favorecen la formación de acuíferos.

II.2 Clasificación de las Rocas.

II.2.1 Rocas Igneas.

Son aquellas derivadas de la solidificación del magma o material-fundido en el interior de la corteza terrestre, cuyo enfriamiento y consolidación se realiza durante o después del movimiento del magma, hacia zonas de menor presión y temperatura, generándose actividad volcánica cuando surge a la superficie y dando origen a las rocas ígneas extrusivas o volcánicas; y a las rocas intrusivas o inyectadas, cuando el magma no logra salir a la superficie y su enfriamiento se realiza dentro de la corteza terrestre. El medio en el que el magma se enfría, genera básicamente una diferencia en la velocidad de enfriamiento, siendo por lo tanto las rocas volcánicas producto de un rápido enfriamiento y las rocas intrusivas, por lo contrario, producto de un lento enfriamiento.

La velocidad de solidificación de un magma, por lo tanto, es determinante en la variación de los tipos de roca que se pueden producir, pues entre más rápido es el enfriamiento, los elementos químicos que le componen tendrán menos oportunidad de combinarse y agruparse ordenadamente para formar cristales; razón por la cual las rocas volcánicas están formadas principalmente por vidrio (que a diferencia de los cristales, carecen de orden molecular), y escasos cristales en número y tamaño; un aumento en el grado de

cristalinidad, será indicativo de una menor velocidad de enfriamiento y consecuentemente de que este enfriamiento se realizó a profundidad generando rocas de tipo intermedio, y aún plutónicas o intrusivas en el caso de un enfriamiento lo suficientemente lento que elimine toda posibilidad en la formación del vidrio.

Por lo anteriormente expuesto, se deduce que las rocas ígneas pueden ser volcánicas (extrusivas), o intrusivas, sin que exista entre ellas una línea brusca de cambio, sino más bien una zona de transición que se define como de rocas intermedias o hipabisales, y cuya diferencia básica radica en su grado de cristalinidad y consecuentemente en el tamaño o granularidad y la forma de sus cristales además de las relaciones mutuas entre ellos, definiendo todo lo anterior la textura de la roca. Otro aspecto importante que permite ubicar a una roca ígnea como volcánica o como intrusiva, es la presentación en pequeña o gran escala de la roca y que se define como su ESTRUCTURA; tomando en cuenta la disposición del magma enfriado en el medio geológico.

II.2.1.1. Textura.

1.- Por su grado de cristalinidad se les define como:

Holocristalinas.- Formadas sólo por cristales, característica de las rocas plutónicas o intrusivas.

Merocristalinas.- Formadas por cristales en una masa vítrea, característica de rocas intermedias y volcánicas.

Holohialinas.- Formadas exclusivamente de vidrio, característica de rocas volcánicas enfriadas muy rápidamente.

2.- Por su granularidad se les define como:

Faneríticas.- Cuando los cristales se observan a simple vista o con ayuda de una lente de bolsillo.

afániticas.- Cuando no se pueden observar en la forma antes señalada, requiriéndose del microscopio para las muestras microcristalinas y de la luz polarizada para las muestras criptocristalinas.

Nota.- En las rocas faneríticas, el grano se considera grueso -- cuando los cristales son mayores de 5 mm., mediano entre 1 y 5 mm., y fino para los menores de 1 mm.

3.- Por la forma de sus cristales se les define como:

Euédricas.- Cuando los cristales están completamente delimitados por caras.

Subuédricas.- Cuando el desarrollo de las caras no es completo.

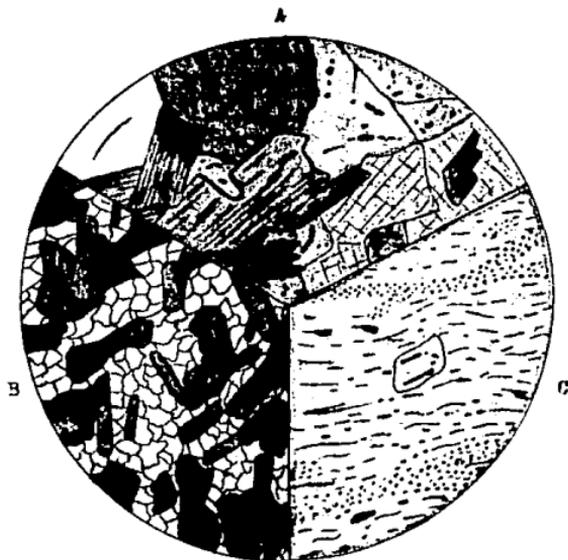
Anédricas.- Cuando no presentan caras.

4.- Por las relaciones mútuas entre cristales se les define como:

Equigranulares.- Cuando existe cierta uniformidad en el tamaño de los cristales, pudiendo ser panidiomórficas -- cuando la mayoría de los cristales son euédricos; hipidiomórficas cuando los cristales dominantes son subuédricos; alotriomórficas cuando los cristales son anédricos.

Inequigranulares.- Cuando el tamaño de los cristales es muy variable, pudiendo ser seriada cuando el cambio de tamaño es gradual; porfirítica cuando existen cristales predominantemente grandes (fenocristales) en una masa de grano más fino, y poiquilítica cuando cristales pequeños están alojados en medio de cristales más grandes.

FIG. No. 2

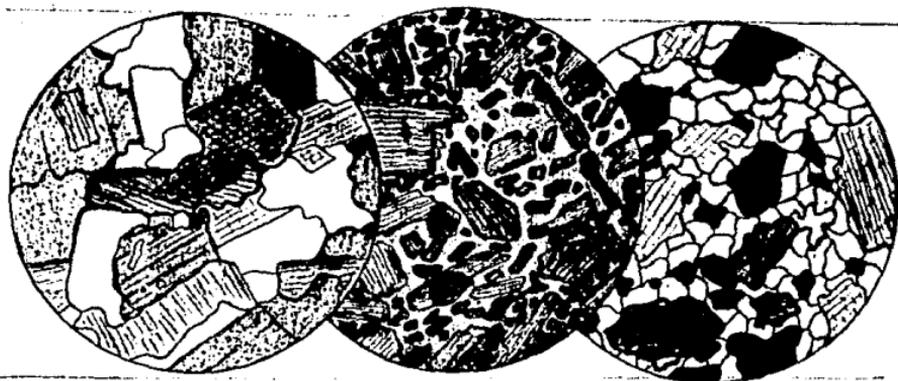


A.- Textura Holocrystalina.- Formada totalmente por minerales cristalizados, sin vidrio; los minerales pueden ser euhedrales, subhedrales ó anhedrales y ser igual o de muy diferente tamaño (rocas intrusivas - generalmente).

B.- Textura Hipocristalina.- También recibe nombres como Hipohielina, Hemicristalina, ó Merocristalina, Semi cristalina, etc.. Formada con más o menos, la misma cantidad de cristales y de vidrio (rocas efusivas - generalmente).

C.- Textura Holohielina.- Formadas enteramente por materia vítreas (en rocas efusivas).

FIG. No. 3



A

B

C

- A.- Textura Hipidiomórfica-granular en granodiorita--
En mayoría de los cristales son Subhedrales; común
en granitos, sienitas, etc..
- B.- Textura Penediomórfica-granular.-
La mayoría de los cristales son Euhedrales; común
en los lemprófidos.
- C.- Textura Alotriomórfica-granular.-
La mayoría de los cristales son anhedrales; común
en algunas aplitas.

FIG. No. 4



A.- Textura Porfídica.-

Consiste en cristales grandes denominados fenocristales, pueden ser de cualquier composición empacados en una matriz de grano más fino.

B.- Textura Poiquítica.-

Es la inversa de la porfídica, consiste en que los cristales más pequeños están alojados en los más grandes.

C.- Textura Ofítica .-

La textura ofítica es un caso especial de la textura poiquítica, en la cual en los ferromagnesianos se alojan numerosos cristales delgados de plagioclasas



FIG. No. 5

Textura Intersertal.-

Es el mismo caso que la intergranular, pero aquí los espacios son ocupados por material cripto cristalino, vítreo, ser-pentinoso o clorítico - estas dos últimas de -- grano fino.

Textura Intergranular.-

En esta textura las plagioclases están dispuestas en una red de listones o tabletas de tal manera que dejan interespacios poligonales entre los cristales, que pueden enteramente llenarse con ferromagnesianos.



FIG. No. 6

Existen otras texturas especiales como las:

Intergranulares.- De gran frecuencia en los basaltos, caracteriza da por la presencia de gránulos de augita, olivino y óxidos de fierro ocupando los espacios - intercristalinos (cuando la cantidad de material de relleno es grande, se habla de una textura intersertal).

Directivas.- Cuando la acción de flujo del magma propició la disposición y orientación de los cristales dándoles un aspecto bandeado.

Interdesarrolladas.- Cuando presentan condiciones de cristalización compenetrada entre dos minerales como - en el caso del cuarzo y los feldespatos que se interceptan en un ángulo de 60° dando origen a la textura gráfica.

II.2.1.2 Estructura.

En cuanto a su estructura en gran escala, se observan algunas formas muy comunes en las rocas básicas tales como las basálticas, - en las que se encuentra el siguiente tipo de estructuras:

Vesiculares.- Con múltiples oquedades o huecos producidos por el escape de gases durante el proceso de solidificación, y que se convierte en amigdaloides cuando dichos huecos son rellenados posteriormente por otro mineral como la calcita.

En Lava de Bloques.- Cuando se presentan en formas de bloques angulosos y desordenados.

En Lava Viscosa.- Cuando en su solidificación queda impresa su --

82

condición de masa de alta viscosidad en movimiento.

En Estructura de Almohada.- Cuando su superficie se presenta en cordones bulbosos o en forma de almohada y generalmente de superficie amigdaloides y vidriosa como índice de un rápido enfriamiento asociado con la presencia de agua.

En Estructuras Columnares.- Cuando el enfriamiento de un magma homogéneo y su consecuente contracción se ha realizado uniformemente produciendo esfuerzos de tensión que originan el fracturamiento en planos uniformes formando columnas prismáticas hexagonales, pero que en algunos casos pueden ser de 4, 5 y hasta 7 lados.

En cuanto a las rocas ácidas, éstas por lo general se presentan en:

Estructuras de Escurrimiento.- Que se distinguen por una disposición selectiva de minerales, en capas, por efecto de sus condiciones de flujo durante el proceso de enfriamiento.

La estructura columnar, muy característica de algunos basaltos, corresponde a un grupo de estructuras llamadas de unión, generadas por los planos de juntas o de fractura que se encuentran en todos los tipos de rocas ígneas, en diferente disposición generando columnas, láminas y placas; o, como en el granito, produciendo

bloques que por ulteriores efectos de degradación forman grandes-masas esferoidales.

Por otro lado, atendiendo a una estructura de más detalle se pueden clasificar las siguientes:

Xenolíticas.- Que se caracterizan por la presencia de fragmentos extraños al magma.

Orbiculares.- Formadas por segregaciones y substitutiones o reemplazamientos minerales, generalmente de xenolitos.

Esferolítica.- Que se caracteriza por una disposición radiada de los cristales, fenómeno más bien propio de rocas ácidas.

Perlítica.- Corresponde a una microestructura de fractura propia del vidrio volcánico, que se presenta como un agregado de pequeños nódulos o esferas de vidrio.

Existen también estructuras clásticas de rocas de origen volcánico generadas por la depositación de fragmentos de rocas expulsados durante las erupciones volcánicas y conocidas como rocas piroclásticas, que de acuerdo con su tamaño y su grado de consolidación se clasifican en:

NO CONSOLIDADAS	CONSOLIDADAS	TAMAÑO DE GRANO EN MM.
Bombas	Aglomerados	} > 32
Bloques angulosos	Brechas volcánicas	
Bloques más cenizas	Brechas tobáceas	
Lapilli	Tobas de lapilli	> 4 < 32
Cenizas Vesiculares	Tobas Cineríticas	} > 0.25 < 4
Cenizas gruesas	Tobas gruesas	
Cenizas y polvo.	Tobas	< 0.25

.....16

Las tobas por la naturaleza de los fragmentos, se clasifican en -
tobas cristalinas, tobas vitreas y tobas líticas, que por sí só-
las se explican. En cuanto a las tobas híbridas, éstas comprenden
material tobáceo erosionado, transportado y depositado por las co-
rrientes de agua y por lo tanto se presentan mezcladas con mate-
riales típicamente aluviales y/o lacustres.

Atendiendo a su disposición en el medio geológico, las rocas íg-
neas también se presentan en formas particulares según se trate -
de rocas volcánicas, intermedias o intrusivas.

Las rocas intrusivas o plutónicas, generalmente se presentan como:

Batolitos.- Que corresponden a las masas más grandes de intrusión
conocidas, con más de 160 Km² de área expuesta, la - -
cual aumenta con la profundidad; siendo su forma de -
tendencia elíptica.

Lacolitos.- Que se presentan como un segmento de esfera con la --
parte curva hacia arriba abombando los estratos supe-
riores en el plano de intrusión.

Lopolitos.- Cuando la disposición de la intrusión adopta una posi-
ción lenticular, de plato o charola.

Troncos.- Que comprenden masas irregulares o de sección aproxima-
damente elíptica o circular, de hábito batolítico pero-
de menores dimensiones (menos de 100 Kms) que se proyec-
tan hacia arriba, supuestamente desde un batolito.

Diques.- Corresponden a las intrusiones de forma tabular y de muy
variadas dimensiones que en su movimiento ascendente cor-
tan en forma discordante las capas que intrusionan.

Mantos Intrusivos.- Son como los diques, o intrusiones de forma tabular, pero inyectadas a través de los contactos de las formaciones sedimentarias, siendo por lo tanto concordantes con ellas.

En cuanto a las rocas volcánicas, éstas se presentan como:

Escurrimientos o coladas de lava, cuyas dimensiones dependen de la cantidad, así como de la viscosidad del magma y de las condiciones topográficas por las que escurre, cubriendo la superficie del terreno.

Bancos.- Se trata de depósitos piroclásticos en las proximidades del punto de la erupción en donde se depositan los materiales más gruesos. Los materiales más finos, obviamente se depositan a mayores distancias en una disposición de capas o estratos.

Desde luego, existen un gran número de características internas y externas en las rocas ígneas que las definen particularmente y -- que sería abrumador detallar; por lo que se ha concretado a -- revisar los aspectos físicos más importantes que faciliten la -- ubicación y disposición de las rocas ígneas para hacer accesible su clasificación atendiendo a su composición mineralógica.

En lo anteriormente expuesto se ha venido soslayando la existencia de magmas ácidos y magmas básicos, con tendencias diferentes, principalmente en sus aspectos estructurales y de disposición en el medio geológico, en los cuales la composición mineralógica y la velocidad de enfriamiento del magma, producen familias de rocas mineralógicamente semejantes con variación de tipos de acuerdo a su medio y velocidad de consolidación.

En el cuadro número II, se presentan en las columnas las familias

	SODRESATURACION			SATURACION			INSATURACION			
	I CUAREN	II FELDSPATOS		III FELDSPATOS			IV FELDSPATOS + FELDSPATOIDES	V FELDSPATOIDES	VI MINERALES MÁFICOS Predominantes	
		ORTOCLSA Predominante	PLACIOCLASA Predominante	FELDSPATOS ALCALINOS Predominantes (Or, Ab)	PLACIOCLASA DE Na+Ca Predominante	PLACIOCLASA DE Ca-Na Predominante				
PLUTONICAS	FELICIO	VEZAS DE CUAREN ICHRO (ARSENITA; SILICITA)	GRANITO	GRANODIORITA (TONALITA)	SIEGITA	DIORITA	ANORTONITA	SIEGITA DE NEPHELITA	X	
	MAYELENCO	X	X	X	X		GRANITO	TERALITA Y TENCHEGITA X	IZOLITA	
	MINCO			X	X		X	X		FENODIORITA SIEGITA
				APLISAS PÓRFIDOS LAMPROFI						
HIPABASALES			GRANÓFIDO FELICITA	VIDEON	VOLCÁNICOS		DOS DOLERITA	TINGUANTA		
							TAQUILITA			
VOLCÁNICAS			RIOJITA	DACTA	TRAGITA	ANORTITA	HALITO	FONOLITA	IGUETÓFIDO NEPHELITA HALITO LAUJITA HALITO	TRAGITO LICOY OLIVINO
				VIDEON	VOLCÁNICOS		TAQUILITA			LEUSUCIOTA
			OBEDIANA							
Porcentaje promedio de sílice	80	72	66	80	87	68	54.5	43	41	

CUADRO No. II

12

mineralógicas más comunes de rocas ígneas, atendiendo a su grado de saturación de sílice, así como a su mineral predominante, asociados a la coloración, textura y disposición más frecuente dentro de cada una de sus tres posiciones genéticas ya descritas (intrusivas, intermedias y volcánicas).

El porcentaje de sílice ofrece un medio de ubicación elemental de la roca en su familia mineralógica, presentándose como cuarzo libre cuando existe como excedente sobre la saturación de la roca; como en el caso de las familias granito-riolita y granodiorita-dacita; en las familias sienita-tracuita, diorita-andesita y gabro-basalto, el porcentaje de sílice cubre solamente el grado de saturación de la roca y en las familias nefelina, sienita-fonolita, ijolita-nefelina, basalto y picrita-basalto olivínico, por el contrario presentan una deficiencia de sílice, es decir se encuentran subsaturadas.

En cuanto al mineral predominante, es conveniente precisar que de los numerosos minerales de que puede estar constituida una roca, se desprenden dos grupos que comprenden los minerales esenciales que norman la clasificación mineralógica de las rocas ígneas; como son la mayor o menor presencia de sílice, los feldespatos y los minerales de hierro y magnesio, y el grupo de minerales accesorios que se presentan en cantidades que no son determinantes para su clasificación.

Dentro del grupo de minerales esenciales, los más comunes se agrupan a su vez en minerales félsicos y minerales máficos, siendo los primeros de color claro formados por sílice y feldespatos, así como feldespatoides y los segundos aquellos predominantemente ferromagnesianos como las micas, anfíboles, piroxenos, ortosilicatos y óxidos de hierro y magnesio.

Se expone en la tabla No. 1 la composición mineral media de las rocas ígneas.

TABLA No. I

COMPOSICION MINERAL MEDIA DE TODAS LAS ROCAS IGNEAS.

Cuarzo	12.4
Feldespató alcalino (Or, Ab)....	31.0
Plagioclasa	29.2
Piroxeno	12.0
Hornblenda	1.7
Biotita	3.8
Muscovita	1.4
Olivino	2.6
Nefelina	0.3
Minerales opacos	4.1
Clorita y serpentina	0.6
Apatita	0.6
Esfena	0.3
<hr/>	
Total	100.0

Fuente: Barth. Theoretical Petrology.
 pág. 27, John Wiley & Sons. Inc; Nueva
 York, 1952.

II.2.2 Rocas Sedimentarias.

De la degradación de las rocas ígneas que originalmente dieron forma a la tierra y que por su disposición superficial estaban expuestas a los agentes geodinámicos externos (temperatura, humedad, lluvia, viento, etc.), se originaron las primeras rocas sedimentarias, que por ese hecho se conceptúan también como rocas secundarias, pero que a medida que éstas se formaban y a su vez eran expuestas también a dichos agentes atmosféricos, se formaron nuevas rocas sedimentarias, estableciéndose un proceso formador de rocas.

A grandes rasgos, el proceso de formación de las rocas sedimentarias se realiza en tres etapas: intemperismo, transporte y deposición.

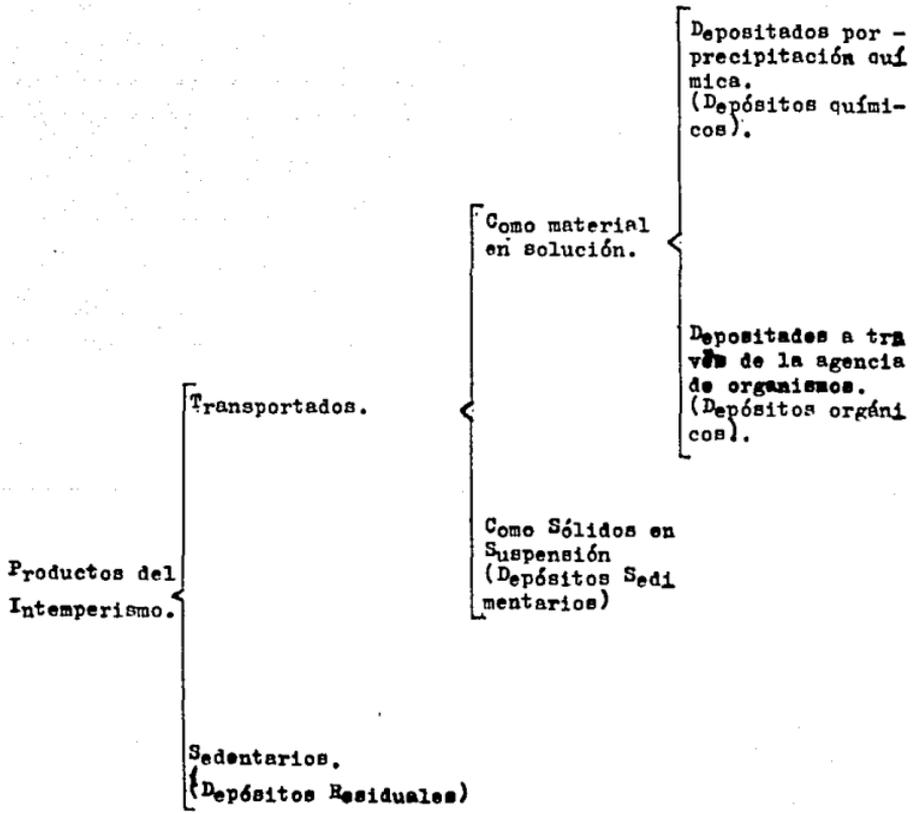
El intemperismo comprende la reducción física de una roca por el efecto de los agentes atmosféricos principalmente de temperatura y humedad que alteran o reducen la consistencia de las rocas a ellos expuestas.

El transporte, se realiza por diferentes medios acorde a la naturaleza, posición y tamaño de los fragmentos de roca, por el viento, el hielo o el agua, en una acción sencilla o combinada de arrastre, suspensión o solución.

En cuanto a la depositación de los fragmentos o partículas transportadas, ésta se realiza cuando la velocidad del medio disminuye o cesa y/o se rompe la estabilidad de las suspensiones y soluciones, precipitándose mecánicamente por acción de la gravedad. En esta misma forma se precipitan los esqueletos, caparazones, detritus y materia orgánica formadora de roca.

En el cuadro No. III se expone el proceso formador de las rocas sedimentarias, en sus tres etapas, cuya explicación se amplía a continuación:

CUADRO No. III



Productos del Intemperismo.

Transportados.

Como material en solución.

Depositados por precipitación química. (Depósitos químicos).

Depositados a través de la agencia de organismos. (Depósitos orgánicos).

Como Sólidos en Suspensión (Depósitos Sedimentarios)

Sedentarios. (Depósitos Residuales)

II.2.1 Rocas Residuales.

Comprenden todas aquellas rocas derivadas del intemperismo de la roca original y que prácticamente no han sufrido transportación, y entre las cuales se tienen los suelos residuales y regolitas, -- que en general cubren superficialmente la zona intemperizada de la roca original; la arcosa o arena formada por fragmentos de cuarzo, feldespatos y micas, como producto del intemperismo de las rocas graníticas y gneisicas; la terra rossa o arcilla rojiza que presenta generalmente nódulos de pedernal y está formada a causa del intemperismo de las rocas calizas; la laterita y bauxita que son arcillas de color claro a rojizo, en el orden mencionado, y que muestran la presencia de hidróxidos de aluminio y óxidos de fierro, muy frecuentes en las zonas tropicales y subtropicales, como consecuencia de la descomposición de las rocas ricas en dichos minerales.

La consolidación de estas rocas secundarias forman respectivamente aglomerados, arcosas cementadas principalmente con caolín y lutitas.

II.2.2 Rocas Transportadas.

Cuando los fragmentos de roca, producto de la degradación de la roca original sufren transporte, se propicia la formación de una gran variedad de rocas clásticas o detríticas cuyas características dependen del grado y medio de transporte y depositación, clasificándose en:

Depósitos de talud, conocidos también como de pie de monte, por responder a aquellos que se localizan en las partes bajas y marginales de las montañas, cordilleras, escarpes, etc., constituidos por fragmentos de diversos tamaños, angulosos, de composición similar a la de las rocas que forman las prominencias topográficas a cuyo pie llegan por acción de la gravedad, depositándose en bancos sin estratificación ni orden y mostrando una pendiente o talud más suave y generalmente transicional hacia las partes más bajas de --

los valles y llanuras.

Depósitos eólicos, así llamados por ser transportados por el viento, y cuya máxima expresión se encuentra en las zonas desérticas, en donde los grandes cambios de temperatura favorecen el fracturamiento y disgregación de la roca original, cuyos fragmentos más -- pequeños son transportados por el viento, que de esta forma atacan más aún la roca original en una acción abrasiva. La depositación -- de los fragmentos se realiza en grandes bancos de arenas y limos -- cuando la velocidad del viento decrece formando arenas de grano -- medio a fino de gran uniformidad granulométrica y arredondamiento muy variable aunque generalmente bueno; así como extensos depósitos de limos conocidos como loess. La consolidación de estas rocas produce areniscas y limolitas.

Depósitos de glaciación, se forman en el fondo y en el frente de los grandes glaciares, arrastrando los fragmentos de roca en una acción friccionante extraordinaria, que genera depósitos desordenados de fragmentos angulosos y subangulosos de muy diverso tamaño -- conocidos como morrenas, que se cementan fácilmente con el polvo -- generado en la misma acción friccionante dando lugar a las tillitas.

Depósitos aluviales, que son transportados y depositados por las -- aguas continentales en movimiento, produciendo depósitos de materiales bien seleccionados, que van desde el huleo, formado por rudáceas o fragmentos arredondados y subarredondados de gran tamaño (mayores de tres centímetros), a limos y arcillas, dispuestos -- en capas estratificadas de relativa pequeña extensión por limitación del área de depositación o por la variabilidad de los cursos

de agua y provocan disposiciones lenticulares y en ocasiones estratificación cruzada. La cementación de los boleos y gravas forma conglomerados; de las arenas se forman areniscas y de los limos y arcillas se forman lutitas.

Depósitos lacustres, cuando los fragmentos o partículas de minerales de la roca original son transportadas por el agua y llegan a las aguas tranquilas de un lago, se suceden varios fenómenos de precipitación: primeramente los fragmentos más grandes (gravas, arenas y aún limos), se precipitan mecánicamente en el orden mencionado y del exterior al interior del lago; después, las partículas más finas (limos y arcillas), se depositan tanto mecánicamente como por el efecto de floculación de la suspensión coloidal arcillosa que puede acelerarse en aguas salobres o saladas; y por último, por los efectos de saturación salina, en los cuales participa sobradamente la evaporación, precipitándose las sales de calcio, después las de sodio, después las de magnesio y por último las de potasio; siendo preponderante en los depósitos lacustres la presencia de carbonatos y sulfatos de sodio. El salitre o nitrato de sodio, más propiamente se presenta superficialmente en las áreas de nivel freático próximo a la superficie por el fenómeno de evaporación del agua subterránea.

Depósitos marinos, que constituyen por su extensión los más importantes sedimentos formadores de rocas, estando constituidos mayormente por arenas, limos, arcillas y precipitaciones físico-químicas de carbonatos, sulfatos y haluros que por fenómenos ulteriores de compresión y cementación se consolidan formando respectivamente conglomerados, arenisca, lutitas, calizas y dolomitas, así como grandes depósitos de yeso y halita.

II.2.2.3 Rocas Bioquímicas.

Se han considerado como transportadas, porque su materia prima --

fué conducida por las corrientes de agua hacia los lagos y mares, en donde la acción de los organismos en ellos desarrollados directa o indirectamente propiciaron su precipitación. Así por ejemplo las margas son producidas por la depositación conjunta de arcillas y carbonatos por acción de las algas calcáreas, principalmente en los lagos; los fangos formados por los caparazones de los microorganismos; las grandes acumulaciones coralinas de caliza arrecifal o las diatomitas, que son acumulaciones de caparazones de diatomeas y otros microorganismos acuáticos.

Otras rocas bioquímicas no necesariamente asociadas con lagos y mares son los depósitos de carbón, que van desde el material flojo de una turba hasta la hulla que representa el grado máximo de consolidación, y el guano, importante generador de rocas fosfóricas.

En cuanto al análisis de las rocas detríticas no consolidadas, en las cuales se formen los acuíferos más importantes, debe incluirse su "Análisis Granulométrico" como medio, no sólo de identificación, sino de la valoración de su tamaño efectivo de grano y de su coeficiente de uniformidad, que son normativos de la porosidad y permeabilidad de la roca.

Un análisis granulométrico comprende la clasificación por tamaños de los fragmentos que forman la roca, lo cual se realiza con una serie de tamices de abertura conocida que se disponen en orden decreciente, cribándose a través de los mismos una muestra representativa de la roca o formación, de peso conocido. Para cada tamiz, quedará retenida al final una porción de la muestra, de cuyo peso se determina y calcula su porcentaje respecto al total.

El porcentaje retenido, graficado contra la abertura del cedazo, permite trazar una curva conocida como "Curva Granulométrica", que puede ser tan variable como el número de muestras que se analicen.

Los tamaños efectivos de grano corresponden al 10% del retenido -- acumulado y muestra el tamaño del grano predominante, y el coeficiente de uniformidad que resulta de dividir el tamaño correspondiente al 60% de retenido acumulado entre el tamaño efectivo.

Desde el punto de vista geohidrológico el material más productivo será el de mayor tamaño de grano y menor coeficiente de uniformidad, las muestras de reducido tamaño de grano o de alto coeficiente de uniformidad no deben considerarse como buenos productores.

II.2.3 Rocas Metamórficas.

Todo cambio que se produzca en las rocas por debajo de la zona de intemperismo y por acción de cambios significativos en la presión, temperatura y ambiente químico, debe ser considerado como un proceso de metamorfismo o de transformación de la roca original.

Son tan amplias y variadas las causas y efectos del metamorfismo -- sobre cada una de las rocas ígneas y sedimentarias ya descritas, -- y aún sobre las rocas que en procesos de metamorfismo anteriores -- fueron transformadas; que sólo se mencionan los procesos de metamorfismo así como las rocas metamórficas más comunes.

El ambiente químico es el principal agente de transformación de -- las rocas, siendo generado por los fluidos químicamente activos y actuando generalmente la presión y la temperatura como agentes catalizadores del proceso; sin embargo, dicha temperatura y presión, actuando conjuntamente o individualmente también se presentan como agentes preponderantes de metamorfismo, pudiéndose establecer en -- función de lo anterior cuatro formas de metamorfismo:

II.2.3.1 Metamorfismo por Presión Dirigida.

Que se produce a escasa profundidad, donde la temperatura no es significativa, propiciando un esfuerzo que tiende a la trituración y molido de las rocas, con poca o nula recristalización produciendo rocas como las brechas de falla y milionitas.

II.2.3.2 Metamorfismo por Presión Dirigida y Temperatura o Metamorfismo Dinamotérmico.

Generado a mayores profundidades que el anterior y generalmente en las regiones orogénicas (formadoras de pliegues), produciendo gneisses y esquistos.

II.2.3.3 Metamorfismo Térmico.

En donde la temperatura es el factor determinante, generado por la proximidad de magmas en estado de fusión y entre los cuales se distinguen:

- a).- Metamorfismo de contacto, que se produce alrededor de las grandes masas magmáticas en condiciones de relativa baja temperatura.
- b).- Neumatolítico, producido en condiciones semejantes al de contacto pero con adición de sustancias magmáticas.
- c).- Pirometamorfismo, generado a altas temperaturas en los contactos inmediatos al magma.
- d).- Optático, cuando es producido por vetas de magma con un rápido enfriamiento.

II.2.3.4 Metamorfismo por Presión Uniforme y Temperatura o Metamorfismo Plutónico.

Se desarrolla a grandes profundidades bajo condiciones de elevada temperatura que genera plasticidad en la roca, lo que elimina la acción de toda presión dirigida, produciendo rocas de textura granulítica.

II.2.3.5 Textura.

Como no existen condiciones límites entre los diversos tipos de metamorfismo, y los minerales que forman las rocas responden independientemente a los cambios de medio a que están sujetas, en una misma roca se producen variadas texturas por lo que su definición y su interrelación se observan en el amplio campo de su estructura.

Ampliando lo anterior, se observa que los hábitos de crecimiento en los minerales metamorfoseados están bien definidos; por ejemplo, la mica, la clorita y el talco son escamosos o laminares (esquistósicos), en la hornblenda es prismático (gneissósico); en el cuarzo, feldespatos, granates, piroxenos y calcita, el hábito es equidimensional o granular. Así también los minerales metamorfoseados raras veces llegan a constituir cristales bien desarrollados (idioblásticos), siendo los mejores los de magnetita, esfero, granate, andalucita, estauroлита y cianita; siguiéndoles la epidota, zoisita, anfíboles y piroxenos; las micas, la clorita y los carbonatos; y muy raras veces el cuarzo y los feldespatos.

Terminológicamente, la textura de las rocas metamórficas se define en igual forma que para las rocas ígneas, usando el término blasto como subfijo para las rocas idioblásticas o recristalizadas (cristaloblástica, porfiroblástica, etc.), y como prefijo para las rocas metamórficas que aún mantienen sus texturas originales (blastoporfirítica, blastofítica, etc.) y que se definen como de estructura palimpséstica.

II.2.3.6 Estructura.

En cuanto a las estructuras de las rocas metamórficas, éstas se agrupan en:

Cataclástica.- Por efecto de la ruptura y trituración de las rocas competentes y de esfuerzo cortante en los materiales suaves, pero en ambos, practicamente, sin formación de cristales, pudiendo ser:

Clivada.- Exfoliada o dispuesta en capas paralelas.

Brechada.- Sin orden, formada por fragmentos angulosos.

Faccoidal.- Dispuesta en capas de forma lenticular.

Milonítica.- Finamente pulverizada.

Vitrificada o Bandeada.- Conformación de vidrio por efecto de la alta temperatura de fricción.

Maculósica.- En donde se producen cristales aislados (porfiroblastos) en algunos minerales, siendo típica de rocas argiláceas.

Esquistósica.- En donde existe un predominio de minerales escamosos, laminares y tabulares como las micas, cloritas, talco y anfíboles y que por efecto de una presión dirigida, forman capas u hojas; conociéndose también como foliaceas y que permiten su separación en planos paralelos.

Granulósica.- En donde predominan los minerales granulósicos como el cuarzo, feldespatos, piroxenos, calcita, etc'.

Neissoica.- En que se asocian las dos estructuras anteriores con-

una foliación ampliamente imperfecta.

Naturalmente, aunque la composición mineralógica de la roca original (con excepción de aquellas de estructura cataclástica), cambia notablemente, la composición química se mantiene a excepción de los casos de adición de sustancias activas inducidas; razón por la cual, puede establecerse una relación entre la roca original, el tipo de metamorfismo y la estructura generada.

II.2.3.7 Formaciones Acuíferas.

Los principios y definiciones petrográficas que se han dado, ayudarán al geohidrologo a la identificación de las rocas en el campo y a conocer su origen y condiciones de yacimiento; pero no llevarán más que a tener una idea de su potencialidad acuífera, - pues ésta depende de su porosidad, permeabilidad y demás condiciones de saturación. Sin embargo, esta idea de potencial acuífero - permite la planeación de los estudios de detalle por lo que es necesario considerar siempre que existe una relación entre el tipo de roca o de formación y su porosidad y permeabilidad original - así como sus consecuentes procesos que las decrementan o incrementan.

Rocas Igneas Intrusivas.- En estas rocas, sus posibilidades de - contener y ceder agua se circunscriben a las zonas de alteración o intemperismo, principalmente en los granitos; así como a sus sistemas de fracturamiento, - pero generalmente son malos acuíferos.

Rocas Igneas Extrusivas.- En este caso cabe diferenciar las rocas formadas por lavas, de los piroclásticos. En las primeras se limitan sus posibilidades acuíferas al grado de frac-

24

turamiento (mayor siempre que en las intrusivas), principalmente en los basaltos; en los piroclásticos generalmente existe o existió buena porosidad primaria, siendo ésta más homogénea, pero el porcentaje de contenido de cenizas propicia una baja permeabilidad.

Rocas Sedimentarias.- En formaciones de rocas sedimentarias clásticas no consolidadas se presentan las mejores condiciones acuíferas, sobresaliendo -- los depósitos aluviales de edad cuaternaria, que mejoran entre mayor sea su tamaño efectivo de grano y su uniformidad granulométrica.

En rocas consolidadas por compactación y/o cementación, las posibilidades se reducen, pero en ellas surgen dos posibilidades: la de fracturamiento en las rocas más competentes como areniscas y calizas y la del desarrollo de conductos por disolución en ésta última. Las rocas de grano fino (arcillas y lutitas) no son acuíferas y su importancia geohidrológica radica en que forman por lo general las capas sello o confinantes de los acuíferos artesianos.

Rocas Metamórficas.- Como en las rocas ígneas intrusivas, sus posibilidades acuíferas se circunscriben a sus zonas de alteración, así como a sus sistemas de fracturamiento.

CAPITULO III

HIDROLOGIA SUPERFICIAL.

III.1 Fisiografía.

En la actualidad se conoce la interrelación existente entre la hidrología superficial y la geohidrología; por lo que en un estudio de agua subterránea es fundamental conocer el funcionamiento del agua en la superficie y así poder determinar sus efectos en el subsuelo.

Las condiciones geográficas del área de estudio, en planos topográficos permiten definir con bastante claridad, tanto la unidad fisiográfica de la región (penillanura, llanura costera o lacustre, zona montañosa, valle, etc.) como las condiciones topográficas que prevalecen, así como la hidrográfica conformada por los escurrimientos superficiales, los que permiten la localización y trazo de los parteamas que dividen y subdividen la región en cuencas y subcuencas hidrográficas que frecuentemente coinciden con los límites de las cuencas y subcuencas geohidrológicas, delimitando el área de estudio.

La interpretación y restitución de fotografías aéreas resultan de gran utilidad tanto en este como en otros aspectos del estudio geohidrológico.

Los fenómenos hidrológicos superficiales se rigen por el efecto entre las condiciones topográficas, textura de suelos, vegetación y condiciones atmosféricas, generando una situación de clima que se define principalmente por la temperatura, precipitación pluvial y su consecuente humedad.

El estudio de dichos fenómenos hidrológicos debe conducir al geohidrólogo al conocimiento de las condiciones de carga y descarga de un acuífero hasta su cuantificación expresada en el análisis-

del ciclo hidrológico.

III.1.1 Climas.

De acuerdo con la clasificación de climas de THORNTHWAITE de los índices de humedad y temperatura depende básicamente el clima y la vegetación predominantes, siendo ambos parámetros, resultado de las respectivas relaciones mensuales de la precipitación y la temperatura con la evaporación.

$$\text{Humedad Efectiva} \quad \frac{P}{E} = 1.64 \left(\frac{P}{T + 17.2} \right)^{10/9}$$

$$\text{Temperatura Efectiva} \quad \frac{16T}{E} = \frac{9T}{20}$$

En donde:

P = Precipitación mensual en mm.

T = Temperatura media del mes en grados centígrados.

E = Evaporación.

La suma de los doce meses correspondientes, da respectivamente el índice de humedad (IH) y el índice de temperatura (IT), de cuyo valor depende, como ya se mencionó, la situación de clima y vegetación predominantes.

Los valores de IH o IT iguales a cero, corresponden a las nieves perpetuas o a la aridez extrema, donde la vida no prospera; el valor de IH = 32 establece el límite de humedad de los climas áridos y corresponde a la precipitación crítica para el desarrollo vegetal; las estepas reciben más de la mitad de la precipitación crítica y los desiertos menos de la mitad; en cuanto al IT, a partir del valor 16 empiezan a desarrollarse los musgos y después del valor 22 se inicia el desarrollo de bosques boreales y alpinos.

De los estudios de campo realizados, se han clasificado 5 provincias de humedad relacionadas con su vegetación dominante.

PROVINCIA	VEGETACION.	I.H.
A - Muy Humeda.	Selva	128 o más
B - Humeda	Bosque	64 a 127
C - Semi-humeda	Sabana (pastos altos)	46 a 63
C,- Semi-seca	Pradera semiesteparia (pastos altos y bajos)	32 a 45
D - Seca	Estepa (pastos bajos)	22 a 31
D,- Arida	Estepa semidesértica	16 a 21
E - Desértica	Matorral desértico	menos de 16

Con relación al índice de temperatura el clima se divide en las siguientes categorías:

CATEGORIA.	I.T.
A' - Cálido - - - - -	128 o más
B' ₁ - Semi cálido- - - - -	101 a 127
B' ₂ - Templado - - - - -	80 a 100
B' ₃ - Semi-frío- - - - -	64 a 79
C' ₁ - Frío - - - - -	46 a 63
C' ₂ - Muy frío - - - - -	32 a 45
D' - Clima de taiga - - - - -	16 a 31
E' - Clima de tundra- - - - -	menos de 16

Por la distribución estacional de la lluvia se presentan los siguientes tipos:

- P - Con primavera seca.
- V - Con verano seco.
- O - Con otoño seco.
- i - Con invierno seco.
- Con estación seca indefinida-
- d - Con lluvia deficiente todo el año.

Con respecto a la variación de la temperatura en el curso del año se presentan los siguientes casos:

- a' Sin estación invernal (de 25 a 29% de concentración térmica en verano).
- b' Con invierno benigno (de 30 a 34% de concentración térmica en verano).
- c' Extremoso (de 35 a 40% de concentración térmica en verano).

Se puede definir un clima con la asociación de las letras claves-correspondientes; por ejemplo: un clima EB_1 (d - c') se define como desértico, semi-cálido, con lluvia deficiente todo el año y extremoso.

Suponiendo que la lluvia estuviera uniformemente repartida todo el año y que la temperatura no variara, de acuerdo con los índices de THORNTHWAITE se tendrían los siguientes valores de lluvia requerida:

C L I M A .	TEMPERATURA MEDIA ANUAL.	LLUVIA ANUAL PARA MUY HUMEDA (A)	Y PARA DESERTICA (B)	REQUERIDA
CALIDO	MAYOR DE 24°C	MAYOR DE 2420 mm.		MENOR DE 370 mm.
SEMI-CALIDO	DE 18° A 24°C	MAYOR DE 2020 mm.		MENOR DE 310 mm.
TEMPLADO	DE 15° A 18°C	MAYOR DE 1800 mm.		MENOR DE 280 mm.
SEMI-FRIO	DE 12° A 15°C	MAYOR DE 1580 mm.		MENOR DE 240 mm.
FRIO	DE 8° A 12°C	MAYOR DE 1360 mm.		MENOR DE 210 mm.
MUY FRIO	DE 6° A 8°C	MAYOR DE 1200 mm.		MENOR DE 180 mm.

Mientras que en las provincias de humedad intermedia los límites de lluvia anual total en mm. sería:

CLIMA	B	C	C,	D	D,
CALIDO	1260-2420	890-1260	680-890	480-680	370-480
SEMI-CALIDO	1080-2020	760-1080	580-760	410-580	310-410
TEMPLADO	950-1800	660-950	510-660	370-510	280-370
SEMI-FRIO	850-1580	590-850	460-590	320-460	240-320
FRIO	720-1360	500-720	380-500	270-380	210-270
MUY FRIO	640-1200	470-640	340-470	240-340	180-240

III.1.2 Vegetación.

Por lo que respecta a la flora mexicana, es conveniente para fines descriptivos conocer los cuatro grandes conjuntos de plantas del mismo tipo vegetal:

Crasicanletum.- Nopales, maguelles, organos y plantas similares de tipo desértico.

Graminoidetum.- Zacate y pastos de tipo de sabana a estepa.

Arboretum.- Arboles en bosque'.

Fruticetum.- Arbustos y plantas tropicales.

De esta manera, del conocimiento de las condiciones topográficas del suelo, del clima y de la vegetación que prevalecen, el hidrólogo podrá asumir un criterio más amplio y preciso sobre los fenómenos hidrológicos del área bajo estudio, así como de las necesidades de agua que lo motivan.

III.2 El Ciclo Hidrológico.

Un método de aplicación general en el estudio de las posibilidades de recarga comprende el análisis de la ecuación del ciclo hidrológico, mediante el cual se estiman los volúmenes de infiltración del total precipitado en forma de lluvia.

El ciclo hidrológico que se expresa por la ecuación: $P = E_s + E_v + I$ donde:

P = Precipitación.

E_s = Volúmen de escurrimiento superficial.

E_v = Evaporación.

I = Infiltración.

Basicamente se requiere de un análisis de la superficie del terreno que comprenda el área de recarga del acuífero en estudio o de la cuenca geohidrológica correspondiente; que en algunos casos -- puede cubrir parte, el total, o aún varias cuencas hidrográficas. De dicha área estudiada deberán diferenciarse las sub-áreas que presenten dentro de cierto rango condiciones similares de permeabilidad y pendiente a fin de estimar para cada una de ellas los diferentes coeficientes a aplicar (en el cuadro No. IV, se presen

CUADRO No. IV

DISTRIBUCION APROXIMADA DE LA LLUVIA EN ALGUNOS TIPOS DE TERRENOS.

NATURALEZA DEL TERRENO	% Evapora ción	% Escurri miento	% Infiltra ción
Terreno arcilloso Horizontal	75	22	3
Idem, pero con pendiente	53	45	2
Terreno de labor, horizontal	50	5	45
Idem, pero con pendiente	45	20	35
Aluviones (arenas y gravas c/poca arcilla)	30	5	65
Terrenos arenosos	35	5	60
Terrenos arenosos compactos	50	20	30
Terrenos calizos horizontales muy fracturados.	25	5	70
Idem, pero con pendiente	25	15	60
Idem, pero poco fracturados	65	15	20
Terrenos dolomíticos triturados	20	0	80
Hocas volcánicas detríticas y poco compactas	30	0	70
Terrenos graníticos muy descompueg tos	20	5	75
Idem, pero poco descompuestos	50	15	35
Terrenos Graníticos y Neíssicos se- midescompuestos	60	30	10
Guarcitas muy fracturadas	40	5	56
Pizarras descompuestas y fractura- das	50	40	10
Idem, pero poco descompuestas y -- fracturadas	50	25	25

tan algunos coeficientes de escurrimiento, evaporación e infiltración).

La precipitación (P), se analiza con base en la información estadística de los pluviómetros distribuidos en la región, o aún más allá del área de estudio, y de los cuales se determinará lo siguiente:

1.- La precipitación media anual y mensual, calculada aritméticamente y comparada con la media probable correspondiente, definida por la frecuencia de valores registrados. Del ajuste y localización geográfica de los pluviómetros se trazarán las isoyetas o curvas de igual precipitación y se calcularán los volúmenes precipitados en cada sub-área.

2.- La frecuencia e intensidad de las precipitaciones; que pueden provocar el fenómeno de recarga rechazada.

Escorrentía total o aportación, es el volumen de agua que pasa por una sección del cauce de un río en un determinado tiempo.

Escorrentía superficial, es la que alcanza los cauces habiendo circulado siempre sobre la superficie del terreno.

Escorrentía básica o Flujo Base, es la que se mantiene en todo tiempo con cierta regularidad, aun cuando no haya lluvia o fusión de nieve desde bastante tiempo antes en toda la cuenca.

El volumen de escurrimiento superficial (E_s), se determinará preferentemente mediante el análisis de los aforos realizados en las corrientes superficiales del área o región, para las diferentes sub-áreas, determinándose el coeficiente anual de escurrimiento.

Para fines de análisis, es muy conveniente observar la variación del coeficiente mensual de escurrimiento, como índice del grado de saturación del suelo; así como el índice de contribución por el drenaje natural.

En caso de no contarse con datos medidos del escurrimiento, el coeficiente respectivo se tomará por analogía con mediciones hechas en cuencas hidrológicas próximas que presenten condiciones geológicas, topográficas y climáticas semejantes.

La evaporación (E_v), deberá estimarse de las lecturas directas en evaporímetros tipo tanque de superficie libre o determinarse por los procedimientos de cálculo desarrollados para la "estimación de la evaporación y evapotranspiración a partir de datos climatológicos" (memorándum técnico No. 255 de la Dirección de Estadística y Estudios Económicos de la Dirección General de Distritos de Riego de la S.A.R.H.), y en los cuales se hacen intervenir todos los factores físicos y biológicos que influyen tanto en la evaporación directa como en la generada por la transpiración vegetal.

Para fines prácticos, se recomienda el uso de las siguientes expresiones adaptadas:

Para terrenos montañosos poco permeables y escasa vegetación.

$$E_v = 0.549 P + 110.5$$

Para terrenos poco permeables, de regular pendiente y poca vegetación.

$$E_v = 0.516 P + 2.3$$

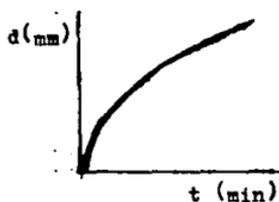


FIG. (7)

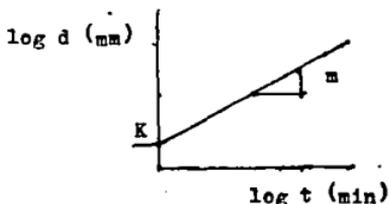


FIG. (8)

Para terrenos llanos de baja permeabilidad y escasa vegetación.

$$E_v = 0.300 P$$

Para terrenos llanos de buena permeabilidad y escasa vegetación.

$$E_v = 0.189 P - 13.4$$

La infiltración se define como la capacidad que tiene un suelo de absorber el agua. Al suceder una precipitación, la capacidad de infiltración disminuye al saturarse los suelos de agua.

La velocidad de infiltración es una función de muchas variables, entre las cuales cabe señalar como más relevantes: textura, estructura, grado de compactación y de agrietamiento del suelo, calidad del agua, tipo de cultivo, etc.

Ecuación de Infiltración.- Si se mide la lámina de agua infiltrada en un terreno en función del tiempo, resulta en escala natural un gráfico del tipo de la Fig. No.7. Si los mismos datos se representan en escala doble logarítmica, la envolvente de los puntos resulta una recta, Fig. No.8, que responde al siguiente tipo de ecuación:

$$d = K t^m$$

Donde:

d = Lámina de agua infiltrada.

K = Ordenada en origen.

t = Tiempo.

m = Exponente.

Al derivar la ecuación (1) con respecto al tiempo t , se obtiene la ecuación de velocidad de infiltración (I).

$I = \frac{dd}{dt} = m K t^{m-1}$ como interesa expresar I en mm/h, resulta:

$$I = 60 m K t^{m-1}$$

El exponente $m-1$ tiene valor negativo, dado que m es menor que la unidad y es más elevado en suelos arenosos (alrededor de 0.70) que en suelos arcillosos (alrededor de 0.30).

En cuanto a los procedimientos para medir la velocidad de infiltración o de penetración del agua en el suelo, cabe mencionar los infiltrómetros (el de doble cilindro, que es el más usado en México) y las parcelas de ensayo.

La infiltración (2) se determinará por diferencia entre los volúmenes precipitados y los volúmenes de escurrimiento más evaporación. Pero desde luego, este cálculo debe ser ajustado a las condiciones de saturación y de flujo así como a la continuidad del acuífero y al régimen de sus descargas.

Humedecimiento del suelo, es el volumen de agua procedente de las precipitaciones que no discurre sobre la superficie del suelo. Comprende la infiltración, la retención superficial (charcos) y la intercepción por la vegetación.

Embalse subterráneo, es un medio poroso natural (formación geológica) de dimensiones muy variables, capaz de almacenar en sus poros un fluido y de permitir su movimiento bajo la acción de las fuerzas gravitatorias. Cuando está saturado de agua, viene a ser sinónimo de acuífero y unidad hidrogeológica.

Recarga natural, es el volumen de agua que entra en un embalse subterráneo durante un periodo de tiempo, a causa de la infiltración de las precipitaciones o de un curso de agua. Es equivalente a la infiltración eficaz (volumen de agua que alcanza la zona saturada)

Descarga natural, es el volumen de agua que en un periodo de tiempo sale del embalse subterráneo a través de los manantiales terrestres, subfluviales o submarinos, y también por evapotranspiración, si la zona saturada queda próxima a la superficie en amplias áreas.

Reservas hidráulicas, es la cantidad de agua contenida en una cualquiera de las fases de la Hidrosfera, en un instante determinado, -- Por ejemplo; los océanos, la atmósfera (vapor de agua), tierras emergidas (ríos, lagos de agua dulce, lagos de agua salada, humedad del suelo en la zona no saturada, casquete de hielo y glaciares, agua subterránea).

Recursos hidráulicos, es el volumen de agua de que podría disponerse en una región durante un determinado periodo de tiempo.

Caudal seguro de un embalse subterráneo, es el volumen de agua que se puede extraer de un acuífero durante un determinado tiempo, -- sin provocar efectos no deseados.

Los conceptos de caudal seguro o de recursos hidráulicos disponibles de un embalse subterráneo, dependen en cada caso, no solo de las condiciones hidrogeológicas y climáticas, sino también del ritmo de bombeo o extracción de agua que se siga.

Como podrá observarse, el análisis de las recargas por medio del ciclo hidrológico presenta una serie de análisis estimativos que podrían conducir a resultados sumamente erróneos; sin embargo, su aplicación en todo estudio geohidrológico es conveniente pues en todo caso ayuda a conocer el potencial hidráulico de la cuenca o cuencas bajo estudio, lo que ayudará a planear el aprovechamiento de los recursos hidráulicos subterráneos.

CAPITULO IV.

PRINCIPIOS DE HIDROLOGIA SUBTERRANEA.

IV.1 Movimiento del Agua en Medios Porosos.

La hidrología subterránea profundiza en todo lo relacionado con -- las leyes y factores físicos que controlan la presencia y movi--- miento de las aguas del subsuelo, siendo su limitante dimensional el tamaño y forma de los intersticios de la roca que las contiene y estando su movilidad sujeta al grado de comunicación y continuidad de dichos intersticios y al elemento propulsor generado por la acción de la gravedad o de una diferencial de presión artificialmente establecida.

Ante la imposibilidad de conocer la forma y dimensiones de cada -- uno de los intersticios y conductos de flujo existentes en los medios permeables y a lo impráctico que resultaría, en hidrología -- subterránea se aplica el concepto de porosidad al conjunto de espacios susceptibles de contener agua, definiéndola como el volumen -- de los vacíos contenidos en una roca entre el volumen total de la roca; por ejemplo una arena gruesa, no consolidada, puede tener -- una porosidad del orden de un 30%. Aún cuando conocer el tipo, origen y disposición de una formación acuífera es de gran importancia; el conocimiento del origen de su porosidad así como de la tendencia de su permeabilidad, que es a fin de cuentas de lo que depende básicamente la productividad del acuífero, resulta vital en la valoración y aplicación de los estudios que se realicen; por lo que en todo estudio hidrológico la génesis de su porosidad debe ser -- considerada.

IV.1.1 Porosidad Primaria.

Cuando la porosidad está asociada a los procesos de formación de -- la roca, recibe el nombre de "Porosidad Primaria" y es propia de --

las rocas granulares, detríticas o clásticas, en las cuales los espacios intergranulares son generados durante el proceso de acumulación de partículas, granos o fragmentos de minerales y de rocas, transportados y sedimentados por diferentes medios, clasificándose en:

Depósitos Aluviales.- Los que transportados y sedimentados en las corrientes superficiales de agua, muestran una disposición granulométrica o de tamaño de grano selectiva, dispuesta en capas, presentando los granos como característica especial un extraordinario grado de arredondamiento.

Depósitos Eólicos.- O transportados por el viento, se puede derivar de la disgregación superficial de las rocas provocada por los agentes del intemperismo y denudación, guardando una mayor uniformidad en su granulometría, acumulándose en bancos y presentando sus granos escaso o nulo arredondamiento, o bien pueden derivarse de las erupciones volcánicas constituyendo tobas, lapilli y aglomerados volcánicos, formando depósitos cuya granulometría mejora en razón inversa al tamaño de sus fragmentos, pero presentando éstos por lo general formas irregulares y angulosas.

Depósitos Lacustres.- En su origen pueden ser aluviales o eólicos, pero que son depositados en aguas tranquilas, por lo general manifiestan un alto porcentaje de material arcilloso.

Depósitos de Glaciar.- De poca importancia en México, se forman - en la base y frente de los glaciares, es-- tando constituidos por fragmentos de roca- de muy diversos tamaños, de forma semiangu- lar o semiarredondeada y sin disposición - estratigráfica interna.

Depósitos Marinos.- De entre los cuales se pueden diferenciar los depósitos recientes de playa, no consolidados, de gran uniformidad granulométrica y general- mente muy arredondados; de los depósitos que ahora forman parte de las masas continentales, consolidados, y lapidificados, de gran unifor- midad granulométrica, distribuidos en grandes extensiones, bien estratificados, generalmen- te plegados y frecuentemente fracturados.

Como es fácil deducir, las rocas que hidrológicamente presentan - mejores y más uniformes condiciones de porosidad y permeabilidad- son aquellas de origen sedimentario, detríticas, y no consolida-- das (cuadro No. V), cuyos granos presentan un mayor tamaño y uni- formidad granulométrica con un mejor grado de acomodo, sólo posi- ble en material muy suelto. La falla en uno de estos factores re- percute en forma negativa, principalmente en la permeabilidad. En materiales finos, por ejemplo, su uniformidad granulométrica favo- rece una relativa alta porosidad, pero su reducido tamaño de grano impide que exista permeabilidad de importancia hidrológica. En -- los casos de porosidad secundaria, el valor de ésta y de su per-- meabilidad localizada puede variar entre límites sumamente am-- plios por lo que no se incluye en el cuadro No. V.

Los poros por su tamaño se pueden clasificar en: CAPILARES, SUPER CAPILARES Y SUBCAPILARES.

C U A D R O N o. V
RANGOS DE POROSIDAD Y PERMEABILIDAD PRIMARIA Y RELATIVA AL AGUA DE ROCAS CLASTICAS

	DESCRIPCION GEOLOGICA	Granulometría			Porosidad %	Permeabilidad m/d	CLASIFICACION HIDROLOGICA
		C. U.	T. E. G. (mm)				
S E D I M E N T A R I O S	Aluvión no Consolidado	Grava Limpia	1 a 2	4 a 8	35 - 25	10^3 a 10^5	Excelente
		Arena Gruesa Limpia	1 a 2	1 a 2	40 - 25	10 a 10^3	Bueno
	Consolidado	Arena Media Limpia	1 a 2	0,5 a 1	40 - 30	1 a 10	Regular
		Arena Fina Limpia	1 a 2	0,1 a 0,5	40 - 30	10^{-1} a 1	Pobre
		Grava con arena	2 a 3	0,1 a 1	20 - 7,5	10^{-2} a 10^{-2}	Pobre a Bueno
	Lacustre semi-Consolidado	Grava c/Arena y Arcilla	2 a 4	0,001 a 0,5	20 - 3	10^{-4} a 10	Malo a Regular
		Arena c/Limo	2 a 3	0,005 a 0,05	30 - 5	10^{-2} a 10	Malo a Regular
		Arena c/Arcilla	2 a 4	0,001 a 0,005	25 - 5	10^{-4} a 10^{-2}	Malo a Regular
		Limo	1 a 2	0,005 a 0,05	50 - 20	10^{-4} a 10^{-2}	Malo
		Arcilla	1 a 2	Menos 0,005	60 - 15	10^{-6} a 10^{-4}	Malo
Márinos Consolidados	Areniscas			43 - 3	10^{-4} a 10^{-1}	Malo a Pobre (*)	
	Calizas y Dolomitas			15 - 2	10^{-5} a 10^{-1}	Malo a Pobre (*)	
	Lutitas			8 - 0,5	10^{-8} a 10^{-6}	Malo	
IGNEO	Volcánico Consolidado	Tobas Arcillo-Arenosas			62 - 22	10^{-5} a 10^{-2}	Malo (*)

ANOTACIONES. - C. U. - Coeficiente de Uniformidad (el valor de 1 es ideal)
 T. E. G. - Tamaño efectivo de Grano
 m/d. - Metros por día
 (*). - Referida sólo a su porosidad y permeabilidad primaria

RELACIONES. - La porosidad aumenta en relación inversa al C. U. y es independiente del T. E. G.
 La permeabilidad aumenta en relación al T. E. G. y al inverso del C. U.

- a) Capilares.- Son aquellos en los que las partículas de agua permanecen por tensión superficial.
- b) Supercapilares.- Son aquellos en que las partículas de agua se mueven libremente bajo la acción de la fuerza de gravedad.
- c) Subcapilares.- Son aquellos en los que las gotas de agua se mantienen unidas al poro por fuerzas de cohesión.

Hasta el momento, sólo se ha mencionado a la permeabilidad en forma aislada, con la idea de que esta es la facilidad con que un fluido migra a través de la comunicación existente entre los poros de un medio sólido, por efecto de una fuerza propulsora que bien puede ser la gravedad o una presión diferencial que se establece entre dos puntos de dicho medio; otra manera de definirla es como la capacidad de un medio sólido y poroso para permitir el paso de un fluido a través de él, sin embargo, a esta última definición debe agregarse que el valor de la permeabilidad no sólo depende de las características del medio poroso, sino también, y en forma igualmente determinante de las características propias del fluido así como de las interacciones entre ambos.

Lo anterior se observa, en la mayor facilidad que tiene un gas de migrar a través de un conducto, bajo una presión diferencial establecida, en la facilidad con que lo haría el aceite en igualdad de circunstancias, y que a su vez sería mayor que la facilidad de como lo haría el agua.

Profundizando más en estos hechos, se observaría que la fluidez del agua varía al cambiar la temperatura o al agregarle a ésta un reductor de tensión superficial; por lo que al hablar de permeabilidad de un medio, se debe aclarar respecto a que tipo de fluidez

se trata de valorar.

Es importante considerar en todos los casos el grado de avance de los procesos mediante los cuales los materiales que forman la corteza terrestre se consolidan, cementan o petrifican; principalmente por un efecto reductor de la porosidad, como en los fenómenos de cementación o mineralización de los espacios intergranulares y de las fracturas.

IV.1.2 Porosidad Secundaria.

Por otra parte, y principalmente en las rocas competentes o consolidadas, se presentan ulteriores fenómenos de alteración, fracturamiento y disolución que generan una nueva porosidad o aumentan la porosidad primaria existente conociéndosele como porosidad secundaria. La totalidad de las rocas que afloran, se alteran como consecuencia de su exposición a los agentes atmosféricos (agua y cambios de temperatura, etc.), que actúan a través de las fracturas generando porosidad y cuyo principal efecto geohidrológico se ve en los granitos y los esquistos, en cuyos espacios intercristalinos, además de los que ocupan sus minerales más fácilmente alterables, se desarrolla una porosidad secundaria de importancia; otro aspecto importante es el fracturamiento de la roca por esfuerzos internos o externos que produce en sí un cierto grado de porosidad secundaria, cuyo valor dependerá de los espacios abiertos que existan en los planos de dichas fracturas; en cuanto a los fenómenos de disolución, estos se presentan generalmente en las rocas carbonatadas (calizas y dolomitas), por efecto de la acción química de las aguas cargadas de ácido carbónico, que desarrollan conductos de disolución, de dimensiones variables y que en algunos casos forman enormes cavernas y dan origen a verdaderos ríos subterráneos. Cualquiera que sea el tipo de porosidad secundaria que se genere, ésta siempre se localizará en áreas, --

zonas u horizontes limitados y carentes de homogeneidad como en el caso de los conductos de disolución, sin una definición fácil, aunque con cierta tendencia a seguir la disposición de las capas, contactos y fracturas; por lo que en todos los casos de porosidad secundaria debe hablarse consecuentemente de permeabilidad localizada.

IV.1.3 Fuerzas Intermoleculares.

La propiedad del agua, como la de cualquier otro líquido, de adaptarse por efecto de la gravedad a la forma de los recipientes que la contienen, de adoptar una forma esférica o de gota cuando está suspendida en el aire y de adherirse a la superficie de la mayoría de los objetos o a rechazarlos en algunos casos, como por ejemplo una gota de agua sobre un papel encerado; son consecuencia de la acción y reacción de las fuerzas intermoleculares con que se atraen entre sí las moléculas de agua, así como también lo son de la atracción o rechazo que se genera entre éstas y las paredes del recipiente que las contiene.

La viscosidad, consecuencia de la atracción molecular interna y la adhesión y capilaridad, efecto de la tensión superficial de las moléculas de agua y características del medio, son los fenómenos de cuyo valor depende el grado de facilidad con el que un fluido migra en un medio permeable bajo el efecto de una fuerza propulsora.

La viscosidad en forma sencilla se puede definir como la fricción que se produce entre las propias moléculas de agua al desplazarse unas sobre otras como consecuencia de la resistencia que oponen las fuerzas intermoleculares al generarse un movimiento en el agua. La unidad de viscosidad absoluta (M), es el poise, que corresponde a una fuerza de una dina, aplicada durante un segundo -

sobre una superficie de deslizamiento de un centímetro cuadrado:

$$M[\text{POISES}] = f[\text{DINAS} = \text{grm.} \frac{\text{cm.}}{\text{seg.}^2}] \times \frac{\text{seg.}^2}{\text{cm.}} = \frac{\text{grm.}}{\text{cm. seg.}}$$

Y como en el movimiento de un líquido su densidad actúa directamente, la relación de la viscosidad absoluta (M) y la densidad (P), que conocemos como viscosidad cinemática (η), se expresa en STOKES:

$$\eta = \frac{M}{P} = \frac{\frac{\text{grm.}}{\text{cm. seg.}}}{\frac{\text{grm.}}{\text{cm.}^3}} = \frac{\text{cm.}^2}{\text{seg.}}$$

Siendo la unidad práctica el CENTISTOKE:

$$1 \text{ CENTISTOKE} = \frac{\text{STOKE}}{100} = 10^{-2} \frac{\text{cm.}^2}{\text{seg.}}$$

Por otro lado, el fenómeno de adhesión, se describe como la tendencia de un líquido a adherirse o mojar las superficies sólidas con las que hace contacto por efecto de su tensión superficial y la interacción de ésta con la naturaleza del sólido, cubriendo la superficie de contacto con una membrana de orden pelicular, pero que considerando la enorme superficie de contacto que existe en un medio poroso, el volumen de agua retenido por adhesión es extraordinariamente alto; basta decir que en un agregado de gránulos esféricos de 2 mm. de diámetro (que se puede clasificar como una arena gruesa), la superficie de contacto entre agua y gránulos es de 1570.8 m² por cada m³ de medio poroso y de 15708 m²/m³ si el diámetro de los gránulos disminuye al de una arena fina de 0.2 mm.

Pero más aún, en los conductos permeables de tamaño capilar, el fenómeno de adhesión se incrementa, pues en ellos el agua no sola

mente se adhiere a las paredes expuestas a ella, sino que por efecto de la fuerza resultante, se desplaza sobre el conducto venciendo la fuerza de cohesión existente entre las moléculas de agua y llenando hasta una determinada altura dicho conducto capilar, contradiciendo la ley de gravedad.

Obviamente, la altura que alcanza el agua por efecto de este fenómeno de atracción capilar depende de la tensión superficial y de la densidad del fluido, así como del diámetro del conducto capilar, de acuerdo con la expresión:

$$h = \frac{4\sqrt{\sigma}}{d\rho} \quad \text{en donde:}$$

h = altura capilar del fluido en cm.

$\sqrt{\sigma}$ = tensión superficial en gr./cm. a la temperatura que prevalezca.

d = diámetro del tubo en cm.

ρ = densidad del fluido en gr./cm.³

Siendo aplicable en conductos capilares cuyo diámetro sea menor de 4 mm. en cuanto al valor de la tensión superficial, ésta también varía con la temperatura; sin embargo, para aguas de temperatura normal, de 15 a 28°C, el valor de ésta puede considerarse de 0.074 gr/cm. y en tales condiciones la altura del agua en un tubo capilar de 4 mm. de diámetro será de 7.4 cm. y para un milímetro de diámetro será de 29.6 cm.

Todos estos fenómenos que en su conjunto se pueden definir como las fuerzas retentivas que se oponen al movimiento del agua en un medio permeable, explican las diferencias en los valores de la permeabilidad asentadas en el cuadro No. V y sobre todo a las aparentes contradicciones que se presentan entre la relativa alta porosidad de los materiales más finos y su baja permeabilidad. Pero además permiten observar que del total del agua que se encuentra en el cien por ciento de los pozos dentro de las zonas de saturación-

de un acuífero, una gran parte de ella permanecerá adherida a las paredes de los intersticios o será retenida en los tubos capilares formando la "retención específica", y la diferencia, que corresponde al volumen de agua que el acuífero puede ceder, constituye la "afluencia específica", que en los acuíferos freáticos o libres es igual a la porosidad efectiva y que en los acuíferos artesianos solo corresponde al volumen de agua expulsada del acuífero por efecto de la compactación del medio poroso y la expansión del agua provocada por la caída de presión hidrostática.

Ahora bien, si por un lado se considera las fuerzas que provoca el movimiento del agua subterránea y por otro las fuerzas retentivas que se oponen a dicho movimiento, todo ello dentro del medio permeable considerado, se tendrá a fin de cuentas la permeabilidad de dicho medio, en relación al fluido que en él se mueve. Desde el punto de vista de la hidrología subterránea solamente se citará a la permeabilidad relativa al agua y a sus variaciones correspondientes.

IV.1.4 Ley de Darcy.

Henry Darcy, en sus experiencias de flujos en medios permeables - encontró que dentro de un régimen laminar, la velocidad de un fluido en un medio poroso es directamente proporcional a la pérdida de carga e inversamente a la distancia recorrida afectado por un factor de proporcionalidad.

$$V = K \cdot \frac{h}{l} = K \cdot I$$

Dicho coeficiente de proporcionalidad (K) se considera como la permeabilidad del medio, pero como en ésta influyen también las características del fluido, representadas por su viscosidad cinemática (η) que actúa como fuerza retentiva del flujo, la expresión de la permeabilidad K quedó afectada por un coeficiente de permeabilidad (k) que depende directamente del medio y de la in-

versa de la viscosidad cinemática.

$$\frac{\lambda}{\eta} = \frac{\rho}{M} \quad K = k \frac{\rho}{M}$$

En la expresión anterior se debe de convenir para fines prácticos que la variación de la densidad del agua (ρ) es despreciable, pero en cambio la variación de la viscosidad por efectos de temperatura puede ser importante, por lo que en Hidrología Subterránea se acostumbra realizar correcciones a la permeabilidad sólo por cambios de temperatura.

Para su aplicación práctica, la expresión de Darcy se asoció a la expresión general hidráulica que relaciona el gasto, la velocidad y el área de flujo en un conducto ($Q = V \cdot A$), con un medio permeable en donde $V = K \cdot I$, quedando la fórmula de Darcy expresada por; $Q = K \cdot I \cdot A$ y por lo tanto la permeabilidad K será $K = \frac{Q}{I \cdot A}$

De donde se define la permeabilidad, como el gasto (Q) que pasa a través de un área de flujo (A) bajo un gradiente unitario (I), quedando la expresión anterior dimensionalmente en la forma siguiente:

$$K = \frac{Q}{I \cdot A} = \frac{\left[\frac{L^3}{T} \right]}{\left[\frac{L}{L} \right] \cdot \left[L^2 \right]} = \frac{L}{T}$$

Pudiéndose expresar en cms/seg. y en la práctica geohidrológica en m/día, todo ello a la temperatura de 10°C.

La unidad internacional de la permeabilidad es el milidarcy o milésima parte del darcy que corresponde a un gasto de 1 cm³/seg. de un fluido con una viscosidad absoluta de un centipoise, que pasa a través de una sección de 1 cm, bajo un gradiente de 1 atmós-

fera/cm.

Bajo condiciones de flujo turbulento, los anteriores criterios ca-
recen de validez; afortunadamente en Hidrología Subterránea, sal-
vo casos excepcionales, condiciones de flujo turbulento sólo se -
presentan en la vecindad de los pozos productores cuando se explo-
tan fuera de su capacidad potencial. Técnicamente, el flujo turby
lento se establece para números de Reynolds mayores de 200 y para
flujo laminar menores de 10, de acuerdo con la expresión:

$$R = \frac{Vd}{\eta} \quad \text{en donde}$$

V = Es la velocidad de flujo en cm/seg.

d = Es el diámetro medio de los granos del acuífero.

η = Es la viscosidad cinemática del agua.

Con lo anterior, se han analizado las dos características hidroló-
gicas más importantes de un acuífero: la porosidad y la permeabi-
lidad, así como los fenómenos y factores de los que dependen, aun
que todo ello desde un punto de vista que se puede considerar un
tario; pero como en la práctica, los acuíferos no presentan condi-
ciones de uniformidad e isotropía y la realización de un gran nú-
mero de muestreos y pruebas de laboratorio resultaría antieconómi-
co y además estaría sujeto a la obtención de muestras inalteradas
de las formaciones acuíferas, por lo que los geohidrólogos se han
visto en la necesidad de crear métodos de estudio que conduzcan
a valoraciones prácticas tanto de la afluencia específica como de
la permeabilidad, generando nuevos conceptos sobre los parámetros
antes mencionados.

IV.1.5 Hidráulica de los Pozos.

IV.1.5.1 Transmisibilidad, Coeficiente de Almacenamiento.

La permeabilidad se analiza bajo el concepto de "transmisibilidad"
(T), que se define como la cantidad de agua que pasa a través de-

una sección de acuífero de 1 m. de ancho y profundidad igual al espesor del acuífero bajo un gradiente hidráulico unitario; es decir la transmisibilidad corresponde a la permeabilidad media del acuífero en la sección considerada, multiplicada por el espesor (e) de dicha sección. $T = K \cdot e$

La afluencia específica, que como hemos visto es la relación volumétrica del agua que cede un acuífero con relación a su volumen de saturación, ~~se analizará~~ con un nuevo concepto geohidrológico conocido como "coeficiente de almacenamiento" (S), que se define como el volumen de agua que cede o toma un prisma cuadrangular del acuífero con base de 1 m. x 1 m. y altura igual al espesor del mismo, bajo un abatimiento o recuperación de un metro de su nivel en acuíferos freáticos, o su equivalente en presión hidrostática en casos de acuíferos artesianos; dicho de otra manera, en acuíferos freáticos el coeficiente de almacenamiento resulta ser igual a la porosidad efectiva, o sea el volumen de agua que puede drenarse de un metro cúbico de acuífero modificando sus condiciones de saturación; sin embargo, en el caso de acuíferos confinados, dicho volumen solo corresponderá al producido por los efectos de compresión del material poroso y expansión volumétrica del agua, ocasionados al reducirse la expresión hidrostática o carga hidráulica sin cambiar sus condiciones de saturación.

La diferencia anterior, se visualiza en los rangos de valor del coeficiente de almacenamiento, pues mientras en acuíferos freáticos generalmente es de 0.05 a 0.30, en acuíferos artesianos fluctúa entre 10^{-4} y 10^{-5} .

El coeficiente de almacenamiento, por ser solo una relación de volúmenes, es adimensional y por lo tanto su valor numérico es aplicable en cualquier sistema de unidades y en el caso de acuíferos libres, al multiplicarlo por 100, representa el porcentaje de la porosidad efectiva del acuífero.

Ambos parámetros S y T, se determinan en la práctica mediante la realización de pruebas de bombeo a gasto constante, en las cuales se relaciona el gasto con los abatimientos del nivel freático o de presión hidrostática que se producen durante el tiempo de prueba y la tendencia del cono de abatimiento o depresión, por lo que es indispensable contar con pozos de bombeo y pozos de observación convenientemente situados, principalmente en áreas con acuíferos no explotados; cuando el acuífero por estudiar ya viene siendo explotado mediante un campo de pozos, el registro de gastos o volúmenes bombeados así como de las consecuentes variaciones de nivel freático o de presión hidrostática, pueden conducir a resultados aún más representativos de la capacidad de almacenamiento; así como la realización de observaciones de los tiempos de recuperación de niveles en los pozos existentes, conducen a la determinación de la permeabilidad media del acuífero en los espesores por ellos penetrados.

IV.1.5.2 Capacidad Potencial, Capacidad Específica, productividad específica.

De la misma manera, la determinación de la "Capacidad Potencial" de cada pozo, así como su "Capacidad y Productividad Específica" son de gran valor en el conocimiento del acuífero y de la eficiencia constructiva de los pozos, ya que su determinación en las pruebas de aforo a gasto variable y los efectos de caída hidráulica o de presión producidos por el tipo y la velocidad de flujo en la vecindad del pozo son determinantes en la selección del gasto de explotación y en el diseño de nuevos pozos en el área.

En la figura No. 9, se expone una típica curva de aforo en la que se grafican los incrementos de gasto contra sus correspondientes abatimientos y en la cual invariablemente se presenta una sección recta (A - B) en la que se mantiene una constante de proporcionalidad entre incrementos de gasto y abatimiento conocido como "Capacidad Específica", cuya variación, como ya se ha mencionado, es lineal o casi lineal y su tendencia es a cero, y que resulta de dividir el gasto (Q) entre su abatimiento respectivo.

C.E. = $\frac{Q}{h} \frac{L.P.S.}{m. ab.}$ y cuyo valor numérico se encuentra íntimamente relacionado con la transmisibilidad en el intervalo del acuífero penetrado por el pozo. Consecuentemente, la "Productividad Específica" del pozo, que resulta de dividir la capacidad específica entre el espesor (e) del acuífero penetrado por el pozo, está íntimamente relacionado con la permeabilidad del acuífero.

$$P.E. = \frac{C.E.}{e} \frac{L.P.S./m. ab.}{m.}$$

Dimensionalmente, los parámetros relacionados son iguales.

$$C.E. = \frac{L.P.S.}{m. ab.} \frac{L^3/T}{L} = \frac{L^2}{T}; \quad T = \frac{L^2}{C.E.}$$

$$P.E. = \frac{L.P.S./m. ab.}{m.} \frac{L^2/T}{L} = \frac{L}{T}; \quad K = \frac{L}{P.E.}$$

Y numéricamente, se diferencian por el efecto de la caída hidráulica en el radio de drenaje del pozo.

Volviendo a la gráfica de la figura No. 9, se observa que la capacidad específica se limita al tramo A - B de la curva, pues a partir del punto B se comienzan a desproporcionar los incrementos de abatimiento con respecto a los incrementos de gasto por efecto de velocidad y tipo de flujo que se generan más allá de dicho punto, y que consecuentemente, representa la "Capacidad Potencial" del -

CURVA GASTO _ NIVEL DE BOMBEO

N.B. (m)

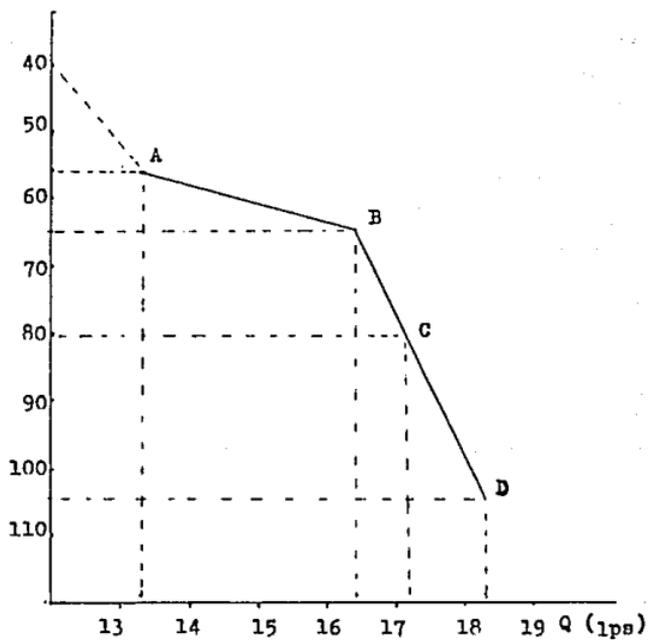


FIGURA N^o. 9

pozo que obviamente establece el límite económico de explotación.

IV.1.6 Clasificación de Acuíferos.

En términos generales, acuífero es toda aquella formación geológica saturada con agua; sin embargo, el grado de facilidad con que esta formación recibe, retiene o cede agua, constringe en la práctica a considerar solo como acuífero aquella formación que además de su calidad como almacenadora de agua, la transmite y la cede - en forma continua y económica.

Las arcillas por ejemplo, que generalmente se encuentran saturadas de agua, presentan grandes dificultades para transmitirla por lo que en la práctica no son consideradas como acuíferos.

En un desarrollo geohidrológico, resulta de vital importancia el conocimiento previo de las condiciones del o los acuíferos por explotar: su extensión, profundidad y limitaciones hidrológicas, gobernadas principalmente por la permeabilidad y por la situación y régimen de sus fuentes de recarga y descarga, tanto naturales como artificiales.

Se debe observar la importancia que tanto para la localización de pozos, como para su proyecto de construcción y posterior programación y análisis de pruebas de aforo y bombeo tiene el conocimiento del desarrollo geodinámico de la cuenca geohidrológica y consecuentemente del origen, clase, tipo y situación de sus acuíferos.

El origen de los acuíferos obviamente está relacionado con los fenómenos geodinámicos a que constantemente está sujeta la tierra y que propician la formación y distribución de materiales con condiciones primarias de porosidad y permeabilidad que permiten su saturación con agua, o de materiales impermeables que por anteriores esfuerzos, o por fenómenos de orden químico, se fracturan o se di-

suelven generando conductos localizados a través de los cuales el agua se establece y/o migra. Entre los más importantes acuíferos, se deben considerar los originados en formaciones detríticas no consolidadas como los depósitos aluviales de arenas y gravas, de gran porosidad y permeabilidad primarias, así como los acuíferos localizados en los conductos de disolución de las rocas carbonatadas; pero en todo caso la disposición de la formación acuífera y el origen de sus condiciones de porosidad y permeabilidad es fundamental.

IV.1.6.1 Acuífero Libre.

Por la ausencia de presión hidrostática en el acuífero, éste es llamado freático o de superficie libre, es decir sin presión propia o sujeto a la presión atmosférica, llamándosele acuífero de extensión definida cuando es de condiciones limitadas tal como -- las aguas subválveas de un río, un cauce sepultado, un meandro -- abandonado, o pequeñas zonas de aguas colgadas, o denominándosele acuífero de condiciones indefinidas, cuando es de gran extensión.

IV.1.6.2 Acuífero Confinado.

Si el acuífero presenta condiciones de presión hidrostática provocada por la existencia de capas impermeables que le confinan y cuya liberación natural o artificial obligan al agua que contiene a situarse por arriba de la cima del acuífero en el punto de su liberación; este es llamado confinado.

Un acuífero confinado se convierte en artésiano cuando su superficie piezométrica es superior al nivel del suelo por encima de -- ciertas zonas de la parte cautiva del acuífero.

IV.1.6.3 Acuífero Semiconfinado o Semicautivo.

Es un acuífero en condiciones similares al acuífero cautivo pero que puede recibir recarga o perder agua a través del techo y/o la base.

En general se acepta que la recarga es proporcional a la diferencia de niveles entre los del acuífero en cuestión y los de los que están encima o debajo. Si la diferencia de niveles es negativa se produce una descarga.

Por la existencia de recarga y descarga, los acuíferos pueden ser clasificados como dinámicos, en cuyo caso la existencia de una fuente de recarga y otra de descarga establecen condiciones de flujo que obligan a su evaluación, a fin de propiciar solo la explotación del recurso hidráulico renovable por el régimen de su fuente de recarga y optimizar el aprovechamiento de sus fuentes de descarga a fin de no agotar o reducir en forma inconveniente los volúmenes de agua almacenada. Por otro lado, la explotación de un acuífero carente de recarga o estático, como en el caso de acuíferos de aguas connatas, su explotación puede realizarse hasta su agotamiento pero previendo las posibles consecuencias de esta sobreexplotación, como pudieran ser los hundimientos del terreno por la acción de la extracción antes señalada; esta última clase de acuíferos manifiestan por lo general condiciones iniciales de artesianismo, aunque debe ser prevista en ellos una caída rápida de la presión que ha generado este artesianismo.

IV.1.6.4 Acuíferos Costeros.

Si de entre las clases y tipos de acuíferos descritos hay algunos que descargan sus aguas en los litorales, es de suma importancia el estudio de la dinámica con que se realiza dicha descarga, puesto que existe una intercomunicación entre las aguas continentales de baja salinidad o dulces y las aguas propiamente marinas, que saturan el acuífero en su continuidad bajo la planicie continen-

tal, estableciéndose un plano de equilibrio hidrodinámico entre -
ambas y que es gobernado por su diferencia de densidades como el-
contacto entre estas dos masas de agua (interface salina) se en-
cuentra en equilibrio dinámico, las modificaciones en las condicio-
nes originales del acuífero, propician cambios en la posición de-
contacto.

La profundidad teórica a la que se encuentra la interface fué cal-
culada por Baron Chyben en 1869 y aplicada a problemas específi-
cos en 1901 por Bairat Herzberg, de acuerdo a esta teoría, por ca-
da metro que se eleve el nivel piezométrico sobre el nivel del --
mar, existirán 40 metros de agua dulce bajo el mismo nivel de re-
ferencia.

La mayor parte de los acuíferos que no están sobreexplotados, des-
cargan agua hacia el mar y la posición real de la interface, en -
este caso, se encuentra a mayor profundidad que la calculada por-
Chyben - Herzberg (Hubbert).

Existen varias formas por las cuales el agua de mar puede intru-
sionar a un acuífero costero, y están relacionadas con la disminu-
ción del nivel piezométrico y la inversión del gradiente hidrául-
ico, que permite al agua de mar avanzar tierra adentro.

En condiciones naturales los acuíferos costeros presentan un equi-
librio entre la recarga, descarga y almacenamiento. Es necesario-
que exista un flujo de agua dulce hacia el mar, para conservar --
ese equilibrio y evitar la intrusión. Cuando el agua subterránea-
es extraída por medio del bombeo, el nivel estático desciende pa-
latinamente sujetándose a las nuevas condiciones mientras que el-
flujo de la intrusión salina se empieza a mover hacia el acuífero,
ocupando al principio las zonas costeras y posteriormente la zona
de aprovechamientos del valle.

IV.1.7 Métodos para Prevenir o Controlar la Intrusión Salina.

IV.1.7.1 Reducción de la Extracción.

Técnicamente una de las medidas más sencillas para prevenir la in-

trusión salina es la reducción de la extracción, con este método puede reestablecerse el gradiente hacia el mar y la intrusión es reemplazada por un ligero flujo de agua dulce en esa dirección.

IV.1.7.2 Recarga Artificial.

Se necesita contar con una fuente adicional de agua, que en la mayoría de los casos no se tiene; así como condiciones apropiadas del terreno. Con este método se provoca la reinversión del gradiente hacia el mar, la cual es acompañada por un flujo de agua dulce.

IV.1.7.3 Fronteras Impermeables.

Consiste en la construcción de una barrera impermeable entre la línea de costa y los pozos de explotación. Este método es utilizado sólo en áreas relativamente someras y tiene la desventaja de no contar con un flujo de agua subterránea hacia fuera de la zona, que en ocasiones, es necesario para mantener un balance de sales favorables.

IV.1.7.4 Barrera de Pozos de Bombeo.

Consiste en una línea de pozos localizados entre la zona de aprovechamiento del valle y el mar. Los pozos deben extraer toda el agua de mar que intrusión al acuífero, hasta lograr un equilibrio hidrostático. Para ello, los niveles de agua deben de ser bajados en la barrera, más que en cualquier otro punto en la cuenca. El volumen de extracción que se lleva a cabo en el valle, debe ser reducido, cuando menos una cantidad ligeramente menor a la que se obtenía antes de aplicar el método.

IV.1.7.5 Barrera con Pozos de Inyección.

Consiste en la construcción de pozos de inyección alineados a lo largo de la costa, y su funcionamiento va a depender de la resistencia que encuentre el agua al moverse en el subsuelo. Para controlar la intrusión es necesario primeramente determinar el espesor de sedimentos permeables. Posteriormente se construye la ba-

rera de pozos de inyección y se provoca la elevación del nivel piezométrico a lo largo de la línea de pozos, hasta alcanzar el gradiente requerido.

como ya se había comentado anteriormente, debido a la diferencia en densidad entre el agua de mar (1.025) y el agua dulce (1.000), se requiere una columna de 41 mts. de agua dulce para equilibrar una columna de 40 mts. de agua salada. Para mantener el balance dinámico de esta zona, es necesario que exista un pequeño flujo de agua dulce hacia el mar. La magnitud de este flujo es variable, pero sería de alrededor del 10% de la que fluye hacia el acuífero.

IV.1.7.6 Método Combinado.

Consiste en ubicar la barrera por pozos de bombeo entre la línea de costa y la zona de explotación del valle, y la barrera por pozos de inyección es colocada tierra adentro, del otro lado de la zona de explotación. Los dos sistemas operan simultáneamente, minimizando los efectos de subsistencia y extracción de agua, y permite una mayor flexibilidad en su operación, que la de uno sólo de los sistemas previamente descritos.

En forma similar, existen cuencas geohidrológicas continentales que presentan en un mismo acuífero horizontes de aguas salobres, o acuíferos hidráulicamente independientes de distinta salinidad que podrían generar serios problemas de invasión por una explotación indiscriminada.

IV.1.8 Condiciones de Flujo.

Al igual que en la superficie; las aguas subterráneas fluyen en favor de la pendiente por la acción de la gravedad, o como en el caso de una tubería, se desplazan en un medio permeable hacia el extremo de menor presión; sin embargo las aguas subterráneas también llegan a estancarse cuando las fuerzas que propulsan su movi

miento no logran vencer las fuerzas que resultan de la cohesión - intermolecular y de adhesión del agua, y que como ~~se ve~~ visto - - crean una zona de saturación por capilaridad encima de la zona de saturación útil, dando la impresión de fluir bajo un perfil que recibe el nombre de perfil hidrostático de equilibrio.

Para que se establezcan condiciones de flujo, las fuerzas propuloras deben de vencer el efecto de las fuerzas retentivas, generándose un gradiente hidráulico representado por la inclinación - de la superficie freática en un acuífero libre o por la caída de presión hidrostática en un acuífero artesiano.

IV.1.8.1 Redes de Flujo.

La configuración de la superficie freática mediante el trazo de - las curvas equipotenciales de igual altura sobre un plano determinado, o las correspondientes a las de igual presión hidrostática - en un acuífero confinado, como en una configuración topográfica, - permitiendo conocer la tendencia de flujo de las aguas que saturan dichos acuíferos, así como los gradientes hidráulicos que se generan y que son aplicables a la fórmula de Darcy $Q = KIA$, para determinar el gasto de un flujo subterráneo a través de una determinada sección transversal.

Ahora bien, si sobre las equipotenciales hidrostáticas se trazan líneas transversales, éstas corresponderan precisamente a las líneas de flujo, estableciéndose un diseño de figuras trapezoidales que forman una red conocida como "Red de Flujo".

Como los niveles que sirven de base para la configuración de una red de flujo deben corresponder a una fecha determinada, y dado - que sería difícil realizar todo el trabajo de campo en un sólo día, se deben tomar como mínimo dos lecturas en cada punto de observación con un lapso de tiempo de más o menos un mes entre cada observación, a fin de ajustar por interpolación aritmética o gráfica, el nivel correspondiente a cada punto, a la fecha considera

da; siendo lo más conveniente, realizar la observación y registro de "Niveles Estáticos" mensualmente y por lo menos durante un ciclo hidrológico completo, pues de esa forma se contará con una información detallada de la dinámica del acuífero y de su capacidad de reacción ante las variaciones de recarga y descarga; pero además se estará en condiciones de configurar las redes de flujo en diferentes fechas, de cuya cubicación diferencial y capacidad de almacenamiento se cuantificarán las recargas y descargas, valorándose las condiciones de equilibrio o desequilibrio hidráulico en que se encuentra el acuífero; y lo que es más importante aún en un acuífero bajo explotación, después de cada período de recarga, se podrán realizar los ajustes necesarios a los programas de explotación establecidos, tal y como si se tratara de un embalse superficial.

En este tipo de trabajos, es de gran importancia que los niveles observados representen el nivel freático o hidrostático del acuífero sin la influencia de los conos de abatimiento generados, por el bombeo del propio pozo donde se va a realizar la observación, o de los pozos vecinos; por lo que deberá detenerse su bombeo hasta la estabilización del acuífero. Como esta observación puede ser lenta y antieconómica, el nivel estático podrá determinarse gráficamente o analíticamente en gabinete, registrando la recuperación del nivel en diferentes lapsos de tiempo hasta que la recuperación sea del orden de 10 cms. en 30 minutos, aunque esto dependerá de la permeabilidad del acuífero.

El cono de abatimiento que se genera con el bombeo, representa la pendiente hidráulica que corresponde al gasto de explotación y a la permeabilidad del acuífero; quedando la pendiente definida en sus extremos, por la pérdida de carga hidráulica entre el punto más alejado del pozo en donde la pérdida es nula y el propio pozo,

en donde ésta alcanza su máximo valor y en una disposición parabólica por efecto de la paulatina disminución del área de flujo. La distancia entre el pozo y el punto de influencia más alejado, corresponde al radio de drene del pozo y el círculo que éste genera se conoce como área de drene o de influencia.

IV.1.9 Prueba de Aforo.

Como prueba de aforo se ha considerado aquella en que se bombea a diferentes gastos midiéndose los niveles de bombeo correspondientes, para de ellos elaborar la gráfica gasto-abatimiento ilustrada en la Fig. No. 10 y en donde puede observarse que el nivel estático se midió a los 6 metros de profundidad, la capacidad específica en el tramo recto de la curva dió 1.165 l.p.s. por metro de abatimiento, la productividad específica resultó ser de 0.0485 l.p.s. por metro abatido y por metro de acuífero, y la capacidad-potencial de 1^o l.p.s., todos ellos parámetros en los cuales se incluyen las caídas de presión originadas en la vecindad del pozo, razón por la cual, aunque dimensionalmente son semejantes a la transmisibilidad y permeabilidad, sus valores, aunque aproximados, no son iguales. La gráfica de la Fig. No. 10 con la que se ilustra la prueba de aforo, se obtuvo del cuadro No. VI.

IV.1.10 Prueba de Bombeo.

Estas pruebas se realizan, para conocer el comportamiento del acuífero mediante las observaciones de sus variaciones, como efecto del bombeo a gastos constantes y moderados.

Con el apoyo del estudio geohidrológico, del análisis de las características del acuífero y atendiendo a su tipo hidráulico, espesor, continuidad, origen y relaciones hidrológicas entre sus fuentes de recarga y descarga, etc. Se planea la prueba de bombeo mediante la cual se medirán los avances progresivos del cono de -

GRAFICA GASTO - ABATIMIENTO

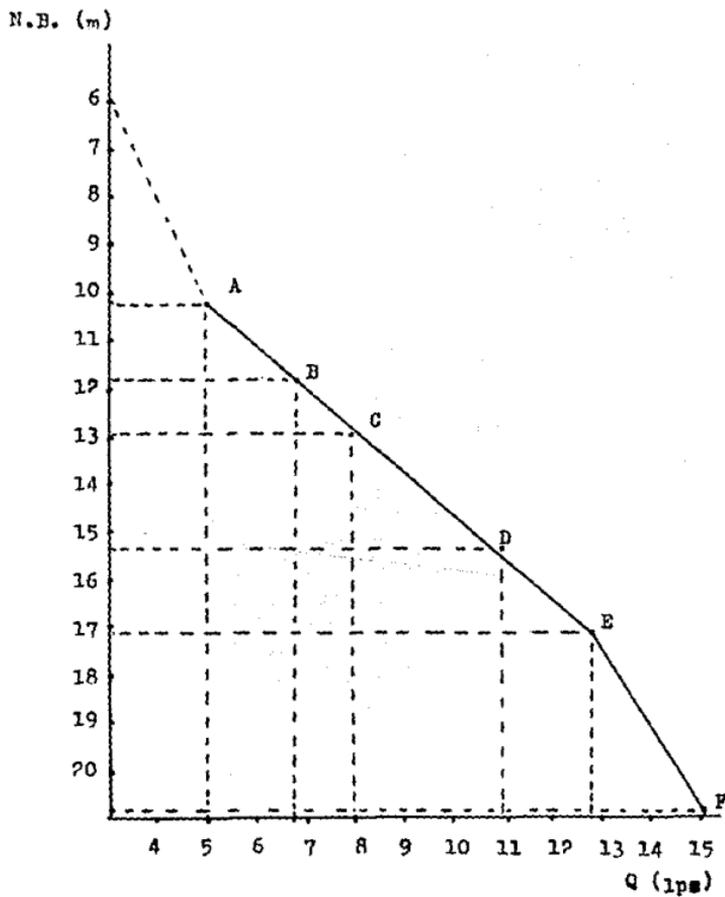


FIGURA No. 10

abatimiento del pozo bajo bombeo, en uno o varios pozos de observación dispuestos y construidos convenientemente.

Los pozos de observación deben ser de diámetro reducido (del orden de 12 cms.) ademados con tubería plástica, ranurada y forrada con tela nylon tipo mosquitero (con abertura apropiada para la granulometría del acuífero), en la parte en que penetre al acuífero por observar.

Cuando el pozo a bombear va a explotar dos o más acuíferos en condiciones hidráulicas diferentes, los pozos de observación deben diseñarse de tal manera que permitan medir los efectos independientes producidos por el bombeo en cada uno de ellos (Fig. No. - 11).

El espaciamiento entre pozos depende del grado de permeabilidad que se estime encontrar (a mayor permeabilidad, mayor espaciamiento), aunque generalmente espaciamientos de 10 a 100 mts. son suficientes. En cuanto a su distribución, es recomendable que el primero quede ubicado aguas arriba en el sentido de la línea de flujo natural del acuífero, y si es posible contar con más pozos de observación disponerlos en un sistema en línea o en cruz con respecto al primero, tomando como centro el pozo que se va a bombear, colocando los pozos a espaciamientos diferentes (Fig. No. 12).

Es necesario tener la localización precisa de cada pozo así como su nivelación diferencial.

El equipo requerido, además de la bomba, comprende: el medidor de flujo y cuando menos dos sondas eléctricas graduadas al centímetro o acopladas a una cinta métrica, así como de un reloj cronógrafo.

La prueba debe realizarse de día, pero de ser necesario más de 12

horas, deberá disponerse de todo lo necesario. Es muy importante evitar hasta donde sea posible la presencia de recargas eventuales al acuífero, por lo que de preferencia las pruebas deben realizarse en una época en que las lluvias son poco factibles; en caso que no sea así, la presencia de una recarga eventual debe ser considerada.

Antes de iniciarse el bombeo, se medirán los niveles estáticos o naturales en cada pozo, y al arrancarse la bomba a velocidad y --gasto constante, se tomará y anotará el tiempo "cero", posteriormente y de preferencia a intervalos regulares de tiempo se determinarán los niveles abatidos en cada pozo llevándose el registro de datos en una forma especial (forma No. 1), y calculando in situ la velocidad de abatimiento, hasta que ésta cese o sea mínima (Fig. No. 13).

Al terminar la operación de bombeo, debe tomarse en cada pozo, o por lo menos en el de mayor y en el de menor abatimiento los tiempos de recuperación del nivel del agua, hasta su completa estabilización.

La diferencia de nivel estático en cada pozo, de la lectura original y la lectura final indicará el abatimiento residual que es índice de la cantidad de agua extraída por el bombeo y no recuperada por la falta de capacidad del acuífero y de sus recargas.

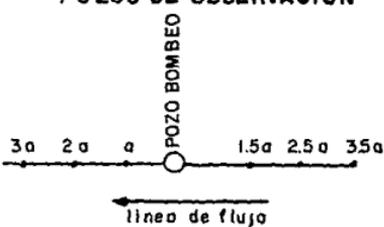
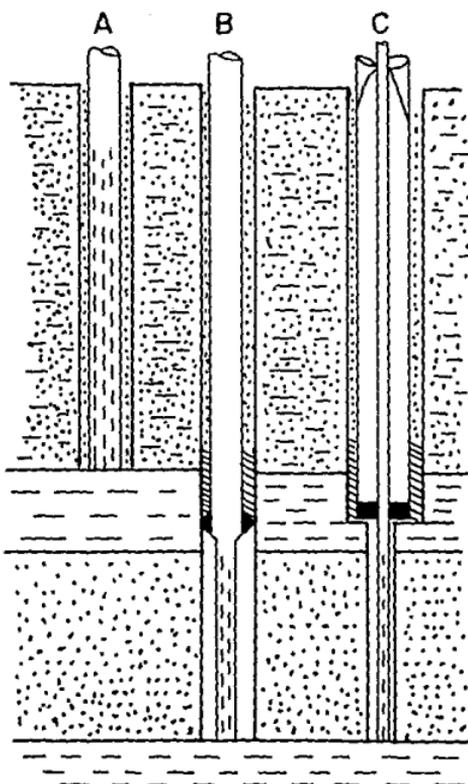
IV.1.10.1 Interpretación de la Prueba de Bombeo.

Del análisis cualitativo de las observaciones realizadas, se podrán definir los siguientes aspectos:

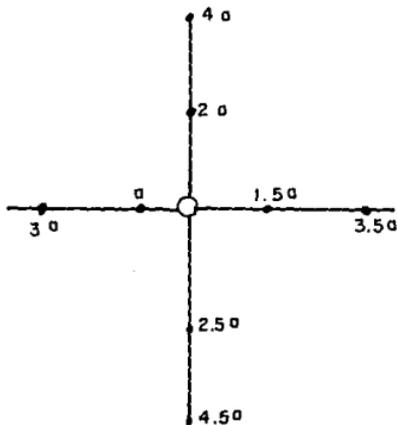
- 1.- Si el acuífero es libre o confinado.
- 2.- Si el acuífero es indefinido o de extensión limitada.
- 3.- Si el acuífero tiene flujo natural.
- 4.- Si durante la prueba se logró o no el equilibrio hidráulico.

FIG. N° 12

POZOS DE OBSERVACION



a) - EN ACUIFEROS C/FLUJO NATURAL



b) - EN ACUIFEROS INDEFINIDOS

FIG. N° 11

POZOS DE OBSERVACION

A Y B - INDIVIDUALES

C - DUPLEX

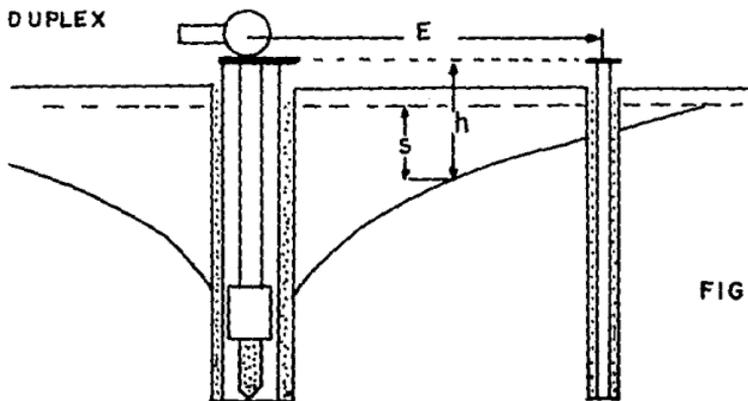


FIG. N° 13

CUADRO VI-A

FORMA No.1

DIRECCION GENERAL DE OBRAS HIDRAULICAS PARA EL DESARROLLO RURAL

SRH

PRUEBA DE BOMBEO EN

DATOS DEL POZO	POZO DE _____ N° _____ DIAMETRO _____ CMS (_____") PROFUNDIDAD _____ MTS. ESPESOR PENETRADO DEL AC. _____ MTS ESPACIAMIENTO _____ MTS COTA _____		POZO DE OBSERVACION N° _____ DIAMETRO _____ CMS (_____") PROFUNDIDAD _____ MTS. ESPESOR PENETRADO DEL AC. _____ MTS ESPACIAMIENTO _____ MTS COTA _____		
NIVEL ESTATICO INICIAL _____ MTS		NIVEL ESTATICO INICIAL _____ MTS			
ETAPA	TIEMPO		NIVEL	ABAT.	VELOCIDAD
	AC. T ()	PARC. ΔT ()	DINAMICO H (mts)	O REC. S (mts)	ABAT. O REC (mts/)
ABATIMIENTO	0	—		—	—
RECUPERACION	0	—		—	—
NIVEL ESTATICO FINAL _____ MTS		NIVEL ESTATICO FINAL _____ MTS			
ABATIMIENTO RESIDUAL _____ MTS		ABATIMIENTO RESIDUAL _____ MTS			
OPERADOR DE CAMPO		CALCULISTA		FECHA	

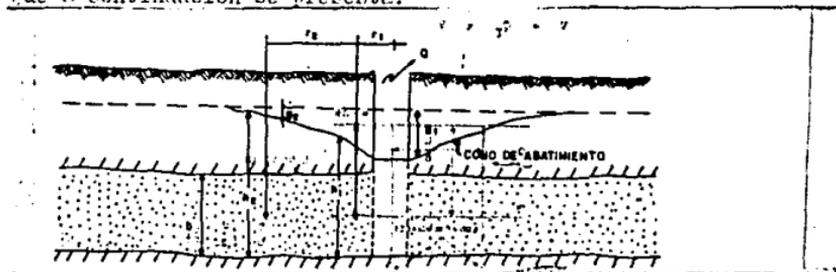
Además de las conclusiones anteriores, se definirá el proceso de cálculo de la permeabilidad (K), la transmisibilidad (T) y la capacidad de almacenamiento (S), de acuerdo con algunos de los varios procedimientos que vienen indicados en la literatura especializada y que ofrecen diferentes grados de aproximación.

1.- Flujo hacia un pozo en acuífero confinado, régimen permanente.

La solución de la ecuación diferencial:

$$\frac{d^2h}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dh}{dr} = 0$$

expuesta a las condiciones de frontera que corresponden al sistema que a continuación se presenta:



es:

$$h_1 - h_2 = \frac{Q}{2Kb} L \frac{r_1}{r_2}$$

en donde:

h_1 y h_2 = A las elevaciones del nivel del agua a las distancias r_1 y r_2 del pozo de bombeo.

Q = Caudal de bombeo.

K = Permeabilidad del acuífero.

b = Espesor saturado del acuífero.

Esta expresión, llamada "Fórmula de Thiem", permite calcular la permeabilidad cuando se tiene la posición del nivel del agua en dos pozos de observación:

$$K = \frac{Q}{2\pi b (a_2 - a_1)} L \frac{r_1}{r_2} \dots\dots\dots 1$$

Si se dispone de un pozo de observación, la permeabilidad se obtiene con la ecuación:

$$K = \frac{Q}{2\pi b (a_p - a_1)} L \frac{r_1}{r_p} \dots\dots\dots 2$$

en donde: r_p = Radio del pozo de bombeo.

a_p = Abatimiento del pozo de bombeo.

Sin embargo, esta ecuación debe utilizarse con reserva debido a que el abatimiento medido en el pozo de observación, se encuentra afectado también por las pérdidas locales en el pozo de bombeo. Aunque las fórmulas antes mencionadas son útiles en algunos casos prácticos, presentan las dos limitantes siguientes: no dan información sobre el coeficiente de almacenamiento y además no permiten calcular los abatimientos en función del tiempo.

Hipótesis básica de la ecuación de Thiem.

- Acuífero homogéneo e isotrópico en el área afectada por el bombeo.
- El espesor del acuífero es constante (acuífero permanente) o el espesor saturado inicial es constante antes de iniciar el bombeo.
- El pozo es totalmente penetrante.
- La superficie piezométrica o freática es horizontal antes de iniciarse el bombeo.
- El abatimiento en las proximidades del pozo no varía en el tiempo.

2.- Solución de Theis al flujo hacia un pozo en acuífero confinado y régimen transitorio.

En 1935 C.V.Theis, desarrolló la fórmula que lleva su nombre. Con

esta fórmula pueden encontrarse los valores de los coeficientes de transmisibilidad y almacenamiento, tomando como base los abatimientos medidos en uno o varios pozos de observación para diferentes tiempos de bombeo, teniendo la ventaja de que no es necesario esperar la estabilización del cono de abatimiento.

Fórmula de Theis:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \dots\dots\dots(1)$$

Donde: s = Abatimiento registrado de la distancia r del pozo de bombeo.

Q = Caudal.

T = Transmisibilidad.

$W(u)$ = Función del pozo.

$$y: u = \frac{r^2 S}{4\pi T t} \dots\dots\dots(2)$$

Con las expresiones anteriores, Theis desarrolló el método gráfico-numérico para determinar los parámetros T y S , que a continuación se describe:

- a) Trazar la curva tipo $W(u) = \frac{1}{u}$ en papel doble logarítmico.
- b) Construir la gráfica abatimiento-tiempo del pozo de observación en papel doble logarítmico.
- c) Superponer las gráficas manteniendo los ejes paralelos, y buscar la coincidencia de la curva de campo y curva tipo.
- d) Seleccionar un punto de ajuste y obtener sus coordenadas en los cuatro ejes.
- e) Substituir los valores de las coordenadas en las ecuaciones (1) y (2), despejando los valores de T y S .

3.- Flujo hacia un pozo en acuífero libre, régimen transitorio.

Los acuíferos libres se caracterizan por estar limitados por una superficie freática, y si el espesor saturado del acuífero varía -

con las fluctuaciones de esta superficie, la transmisibilidad del acuífero es también variable en el área y en el tiempo. Si las variaciones de los niveles son poco importantes en relación al espesor del acuífero, la transmisibilidad puede considerarse constante y la interpretación de las pruebas de bombeo se efectúa como si se tratara de un acuífero confinado. De otra manera, si las variaciones son significativas, es decir; mayores del 20% del espesor saturado del acuífero, los abatimientos medidos se corrigen con la expresión siguiente:

$$a_c = a - \frac{a^2}{2b}$$

donde: a_c = Abatimiento corregido.

b = Espesor saturado del acuífero.

Los abatimientos así corregidos, se interpretan como si se tratara de un acuífero confinado.

4.- Aproximación de Jacob a la solución de Theis.

Un método más sencillo para la interpretación de las pruebas de bombeo, fué desarrollado por Jacob, quien observó que para tiempos largos ($t > 5B r^2 / Q$), la ecuación de Theis (1) puede expresarse:

$$a = \frac{2.30 Q}{4 \pi T} \log_e \frac{2.25 T t}{r^2 S}$$

Con base en esta fórmula, se desarrolló el método gráfico de interpretación que lleva su nombre y que consiste en lo siguiente:

- Construir la gráfica de abatimiento (en escala logarítmica).
- Passar una recta sobre los dos puntos que se alinean y determinar su pendiente. Los puntos correspondientes a los primeros minutos de la prueba, se apartan generalmente de la recta, debido a que corresponden a tiempos cortos ($t < 5B r^2 / Q$) para los cuales no es válida la fórmula de Jacob.
- Si la pendiente de la recta de ajuste es "m", la transmisibili-

dad puede obtenerse de la expresión:

$$T = \frac{0.183 Q}{m}$$

d) Determinar el valor de t_0 , para el cual la prolongación de la recta de ajuste intersecta a la línea de abatimiento nulo.

e) Calcular el coeficiente de almacenamiento mediante la expresión:

$$S = \frac{2.25 T t_0}{r^2}$$

Este método, también puede utilizarse cuando se conocen los abatimientos en varios pozos de observación para un tiempo dado. En este caso se grafica el abatimiento (en escala aritmética) contra la distancia (en escala logarítmica). Los coeficientes buscados se obtienen con las fórmulas:

$$T = \frac{0.366 Q}{m}$$

$$S = \frac{2.25 T t}{r_0^2}$$

en donde r_0 es el valor de r para el cual la prolongación de la recta de ajuste intercepta la línea de abatimiento nulo.

La forma más general del método, se utiliza cuando se obtienen mediciones en varios pozos de observación para diferentes tiempos. En este caso, los valores de la relación t/r^2 se anotan en el eje logarítmico, y se continúa con el procedimiento citado anteriormente.

CAPITULO V.

EVALUACION GEOHIDROLOGICA.

V.1 Condiciones de Equilibrio Hidrológico.

Con excepción de los acuíferos saturados con aguas fósiles o congnas, que como ya se ha mencionado, generalmente carecen de recarga y no tienen condiciones naturales de flujo pues son estáticos; los acuíferos por lo general presentan cambios en sus niveles de saturación o en sus presiones hidrostáticas como consecuencia de la variabilidad en sus condiciones de recarga y descarga, entre las cuales la naturaleza trata de establecer una situación de equilibrio.

Cuando un acuífero es explotado artificialmente, se alteran en mayor o menor grado las condiciones de equilibrio existentes o las de desequilibrio natural temporal, dependiendo esto de las nuevas relaciones que se establezcan entre los gastos y volúmenes explotados y la capacidad de recarga del acuífero.

Cuando el gasto de explotación substituye total o parcialmente la descarga natural, el equilibrio hidráulico del acuífero solo se ve afectado en su forma al modificarse las líneas de flujo hacia las descargas artificiales y dentro del área de influencia o de drenaje de cada obra de captación; pero cuando los gastos explotables superan la recarga natural del acuífero, se presenta un abatimiento creciente que tiende a agotar las reservas almacenadas, creando condiciones de desequilibrio artificial que a su vez pueden superar las máximas condiciones de recarga (cuando ésta es temporal), y provocar un abatimiento permanente.

En la mayoría de los casos, la recarga de los acuíferos proviene de la infiltración directa de la lluvia o es consecuencia de ella, circunscribiéndose más o menos a la temporada de precipitaciones -

pluviales durante una determinada época del año, (lo que origina los desequilibrios hidráulicos ya mencionados), generando períodos de recuperación y períodos de abatimiento que se suceden en ciclos anuales.

Por otra parte, la recarga de un acuífero no solamente depende de las precipitaciones pluviales, sino también de su área de recuperación y de sus condiciones de permeabilidad y pendiente, así como de la frecuencia e intensidad de las lluvias y del estado de saturación del suelo y subsuelo inmediato; así por ejemplo, una determinada área de recarga con condiciones dadas de permeabilidad y pendiente, no todos los años captará mediante infiltración, el mismo volumen de agua, ya que no todos los años llueve con la misma intensidad y forma, y además, la frecuencia y la magnitud de la lluvia propiciarán una más rápida o más lenta saturación del suelo y subsuelo en función de lo cual variará la capacidad de infiltración. Una alta frecuencia de lluvias así como una gran intensidad de las mismas, puede reducir la capacidad de infiltración, generando tanto mayores escurrimientos superficiales como una mayor evaporación.

Una posibilidad de mejorar el coeficiente de infiltración, se circunscribe a la rotación de los suelos antes de la temporada de lluvias; o bien, en acuíferos someros a su sobreexplotación en la temporada previa al ciclo de lluvias con el fin de abatir su superficie freática e impedir su rápida saturación, evitando el consecuente desperdicio de agua por escurrimiento y evaporación (como es el caso de una presa en que es necesario abatir su nivel de agua para aumentar su capacidad de control de avenidas).

V.2 Balance de Agua Subterránea.

En forma más estricta, el estudio de las condiciones de equili-

brío o desequilibrio hidráulico de un acuífero deberán realizarse con base en la capacidad de almacenamiento del acuífero y en la magnitud de las recargas recibidas y registradas en los niveles representativos observados en los pozos de bombeo existentes o en los que para tal fin sean construídos. Lo anteriormente expuesto, resulta vital para el análisis de las pruebas de aforo y bombeo, pues suele suceder que los datos en ellas obtenidos se vean seriamente alterados al modificarse las condiciones de recarga; esta situación, se observa con mayor frecuencia cuando las pruebas se realizan bajo condiciones de recarga y no se considera el abatimiento natural y/o artificial existente, o el que se presentará con el nuevo aprovechamiento, principalmente en acuíferos de extensión limitada, o cuando los límites del acuífero están próximos a la recarga natural, en cuyo caso debe preverse su agotamiento temporal.

De acuerdo con esto, la evaluación de la potencialidad de un acuífero debe realizarse mediante un método que trabaje directamente con el acuífero, con el agua ya infiltrada y relativamente al margen de los fenómenos que ocurren en la superficie, este método recibe el nombre de "Balance de Agua Subterránea".

Como ya se definió anteriormente, un acuífero es una formación geológica capaz de almacenar y transmitir agua y que estará en función de las recargas y descargas y como respuesta a la acción combinada de éstas, el nivel del agua del acuífero varía, abatiéndose si la recarga es menor que la descarga y recuperándose en caso contrario. La recarga, la descarga y las variaciones en el almacenamiento, en un intervalo de tiempo dado, están relacionadas por un principio universal, el principio de la conservación de la materia. El balance del agua subterránea se basa en este principio y tiene como objetivo primordial la determinación de un volumen de recarga en un acuífero.

A la ecuación que expresa el principio de la conservación de la materia se le llama "Ecuación de Balance del Agua Subterránea" -- que en su forma más simple se expresa como:

Recarga - Descarga = Cambio de Almacenamiento.

La recarga puede ocurrir mediante flujo subterráneo o por recarga vertical en el área de balance.

La descarga puede efectuarse por flujo subterráneo; aflorando como manantiales o bien como corriente superficial, mediante pozos de bombeo y por evapotranspiración en áreas con nivel freático so mero.

Si se igualan con el cambio de almacenamiento, la ecuación puede expresarse también como:

$$E_s + I_v = S_s + E_{vtr} + D + E_x + AV'S$$

Donde:

E_s = Entradas subterráneas como flujo subterráneo al sistema.

I_v = Infiltración vertical.

S_s = Salidas subterráneas como flujo subterráneo del sistema.

E_{vtr} = Evapotranspiración.

D = Drenaje superficial.

E_x = Extracción del agua subterránea mediante pozos, norias, etc.

AV' = Variación del volumen del agua subterránea.

S = Coeficiente de almacenamiento.

La expresión anterior es la ecuación general de balance del agua subterránea. En cada caso, según el mecanismo de recarga y de descarga del acuífero en estudio y del intervalo de tiempo seleccionado para plantear el balance, cada uno de los términos de la - -

ecuación podrá o no aparecer. Por ejemplo, si se trata de un acuífero limitado totalmente por fronteras impermeables, los términos E_B y S_B , no aparecerán ya que no existe entrada ni salida por flujo subterráneo. Si el acuífero no tiene descarga por evapotranspiración ni por afloramientos, los términos E_{tr} y D serán suprimidos de la ecuación.

Por otra parte, la ecuación de balance para un mismo acuífero podrá variar de un intervalo de tiempo a otro; la ecuación correspondiente a un período de estiaje no incluirá el término I_v , mientras que la correspondiente a un tiempo lluvioso si la contendrá.

V.3 Conceptos Relativos a los Niveles del Agua Subterránea, su Interpretación y Procesamiento de Datos.

Nivel estático, es el nivel de agua que se detecta en una perforación y que no está afectado por bombeo, correspondiendo al nivel que alcanza un acuífero que puede estar confinado o semiconfinado, siendo la diferencia con el nivel freático de que abajo de este todo el espesor se encuentra saturado, mientras que en el caso del nivel estático no necesariamente corresponde a un nivel de saturación.

En áreas donde hay un sólo acuífero identificado como libre, se puede tener indistintamente nivel estático o nivel freático. Por otra parte, en áreas con pozos que atraviesan dos o más acuíferos, el nivel detectado como estático, es un nivel de compensación de los diferentes niveles piezométricos.

Nivel dinámico, es el nivel de agua que se detecta en uno o más pozos de observación y que desciende continuamente afectado por el bombeo de éstos, o bien; de otros pozos cercanos.

Carga del Acuífero.- Refleja en forma muy objetiva la variación anual de la recarga y permite identificar muy claramente la ocurrencia de una sobre-explotación. En general, su utilidad es más efec-

tiva en cuanto mayor sea la frecuencia de las observaciones.

Configuración de profundidades de los niveles estáticos.

La elaboración de planos conteniendo curvas de igual profundidad -- al nivel estático o freático es semejante a la configuración de -- profundidades, condición que implica tener los conocimientos básicos regionales y efectuar una depuración previa de los datos medidos, de tal forma que se logre una configuración confiable, que -- considere todos los efectos que pueden influir en su forma.

Hidrógrafos de pozos, son gráficas del comportamiento del nivel de agua en los pozos. Estas gráficas, están formadas por un sistema -- de coordenadas en el cual, en las abscisas se maneja tiempo y en -- las ordenadas profundidad o elevación del nivel estático, y en --- donde un dato fuera de la tendencia normal, sería fácilmente iden-- tificado. Proporcionan además, valiosa información respecto a la -- distribución de los periodos de recarga y descarga.

Con respecto a su utilidad, estas curvas definen zonas donde los -- niveles se encuentran muy próximos a la superficie del terreno, -- logrando identificar áreas de descarga por evapotranspiración, o en casos de superficie de riego, zonas de drenaje problemático. Tam-- bién, el conocer la posición del nivel estático o freático, permi-- te en ocasiones conocer la profundidad mínima que deben alcanzar -- las perforaciones y las áreas donde por condiciones económicas re-- lacionadas con la profundidad de bombeo, no es recomendable perforar pozos para la satisfacción de ciertas necesidades.

Configuración de la elevación piezométrica.- Una configuración --- piezométrica, es aquella que representa la forma de la superficie -- piezométrica en un acuífero confinado o semiconfinado y la forma -- de la superficie freática en un acuífero libre. Las configuracio-- nes se preparan con base en los niveles estáticos referidos a un -- plano horizontal, generalmente el nivel del mar. El procedimiento consiste en trazar curvas de igual elevación piezométrica, inter--

polando entre valores conocidos.

Para evitar errores hay que asegurarse de que los datos que se obtuvieron sean los correctos, ya que pueden estar afectados por diferentes factores; por ejemplo: un nivel de agua observado, puede estar influenciado por el bombeo en el propio pozo o en pozos vecinos y no ser representativo del nivel estático; un falso contacto de la sonda o una medición equivocada de la longitud del cable introducido para lograr el contacto, puede llevar a un nivel estático falso.

El error puede presentarse también, al ligar en la configuración de los niveles estáticos correspondientes, pozos que están captando a acuíferos diferentes. Para evitar esto es conveniente contar con secciones geológicas que muestren las principales unidades geohidrológicas existentes en el subsuelo; también, deben conocerse las características constructivas (profundidad, ubicación de cedazos, etc.) de los pozos de observación para definir el acuífero en que se encuentran. En caso de existir varios acuíferos, será necesario hacer una configuración piezométrica para cada uno de ellos.

Una vez corregidos y eliminados los datos poco confiables, se procede a la interpretación para definir las curvas de igual elevación del nivel estático, las cuales se trazan tomando en cuenta los factores hidrológicos y geológicos, que pueden influir en la forma de la superficie piezométrica, preparando las configuraciones en un plano base, en el cual se indique la topografía aproximada, afloramientos geológicos, ríos, lagunas, manantiales, zonas pantanosas, pozos, etc.

Las configuraciones así elaboradas, permiten obtener información con respecto a las direcciones de flujo, ubicación de las zonas de recarga y descarga, gradientes hidráulicos, comportamiento de las fronteras, efectos de la explotación, etc.

Las configuraciones piezométricas, son además básicas para la cuantificación de caudales de flujo subterráneo.

Evolución del nivel estático.- En todo estudio geohidrológico cuan-

titativo, es necesario conocer el comportamiento de los niveles - del agua subterránea. Esto se logra mediante observaciones periódicas de los niveles del agua en pozos distribuidos en el área de estudio.

En las áreas en donde las oscilaciones de los niveles son pequeñas en relación con el tiempo, pueden ser suficientes una o dos lecturas anuales; en cambio, en las áreas donde las oscilaciones son grandes, es recomendable una frecuencia mayor (bimestral o trimestral).

Lo ideal, es contar con los suficientes pozos provistos de dispositivos para el registro constante de la evolución de los niveles del agua.

La magnitud de las fluctuaciones, depende de las características hidráulicas del acuífero; así, las variaciones serán más grandes en un acuífero cuyos coeficientes de transmisibilidad y almacenamiento sean bajos, que en otros, donde ambos coeficientes tengan valores altos.

Por otra parte, la distribución de la recarga y descarga, influye también en la magnitud de las variaciones; los niveles de agua en pozos próximos a la zona de recarga o descarga, por causa del bombeo, presentan mayores oscilaciones que los pozos que se encuentran alejados de dichas zonas.

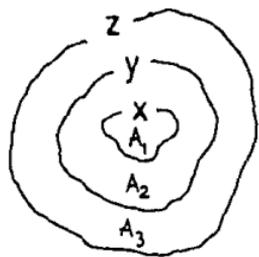
Entre las causas que propician variaciones considerables, destaca la lluvia, la que en esencia puede considerarse como única fuente de recarga y por tanto, es una fuente intermitente que varía día con día y año con año. La descarga, por otra parte, se manifiesta con disminución en las elevaciones del nivel y puede ser natural o artificial; su magnitud, depende en el primer caso de la elevación original de los niveles, que determinan el gradiente hidráulico de escurrimiento, mientras que en el segundo caso, la causa más común es el bombeo por medio de pozos, de cuya magnitud depende de la velocidad de abatimiento de los niveles estáticos.

Cambio de almacenamiento.- Se calcula a partir de la evolución piezométrica y del coeficiente de almacenamiento del acuífero. Mediante las curvas de igual evolución del nivel estático, correspondientes al intervalo de tiempo seleccionado, para plantear el balance se calcula: en el caso de un acuífero libre, el volumen de acuífero drenado o saturado en dicho intervalo, y en el caso de un acuífero confinado, la variación total de la presión en el mismo intervalo. Este volumen o esta variación de presión, multiplicado por el coeficiente de almacenamiento respectivo, proporciona el cambio de almacenamiento.

$$\text{Cambio de almacenamiento} = \Delta A = \pm \Delta V_t S$$

donde: ΔV_t = Volumen drenado o recuperado por el acuífero.

S = Coeficiente de almacenamiento.



$$V_1 = A_1 \cdot E_{vm_1} ; \quad V_2 = A_2 \cdot E_{vm_2} ; \quad V_3 = A_3 \cdot E_{vm_3} ; \quad \dots \cdot n$$

donde: A = área

E_{vm} = promedio de curvas de evolución.

$$\frac{y+x}{2} ; \quad \frac{z+y}{2} ; \quad \dots \cdot n$$

Por lo tanto:

$$V_t = V_1 + V_2 + V_3 + \dots \cdot n$$

4.4 Estudio de Hidrología Subterránea.

Comprende los aspectos más importantes de todo estudio geohidrológico, pues en él, no solo se emplean y concretan los aspectos fisiográficos, geológicos, geoquímicos y geofísicos; sino que además, se cuantifican las condiciones geohidrológicas en lo general y en lo particular.

En estudios a nivel de factibilidad, el análisis solo es cualitativo y por lo general, en el grado de detalle en que se realizaron los trabajos previos; pero en un estudio de detalle, deben quedar definidos los siguientes aspectos:

- 1.- Localización y definición dimensional del o de los acuíferos existentes en el área.
- 2.- Estudio del ciclo hidrológico y estimación de las recargas consecuentes.
- 3.- Localización, registro y estudio de cada una de las fuentes de recarga y descarga, tanto naturales como artificiales, existentes en el área.
- 4.- Determinación de la porosidad, permeabilidad, transmisibilidad y capacidad de almacenamiento del o de los acuíferos localizados, todo ello mediante pruebas de laboratorio o preferentemente mediante pruebas de bombeo; o en su defecto, estimación de dichos parámetros con base en pruebas de aforo, por prospección geofísica, o por mera suposición teórica cualitativa.
- 5.- Construcción de las redes de flujo, de preferencia en las frentes críticas (de máxima o mínima recarga), y cálculo o estimación de las condiciones de flujo existentes.
- 6.- Estudio de las condiciones de equilibrio hidrológico y estimación de las reservas tanto recuperables como no recuperables.

El desarrollo y las técnicas de estudio, pruebas y análisis necesarios para definir los aspectos anteriores, fueron ya tratados anteriormente con el título de Principios de Hidrología Subterránea.

CAPITULO VI

GEOQUIMICA.

Difficilmente por métodos geológicos se puede definir el origen, - continuidad y asociación de las aguas subterráneas y entre éstas - y las aguas superficiales; razón por la cual la geohidrología se - auxilia de la geoquímica.

Las formaciones geológicas presentan por lo general variaciones - tanto a rumbo como a profundidad en sus características litológicas - y en sus condiciones de permeabilidad; en muchos casos existe - comunicación hidrológica entre dos formaciones totalmente distintas, - por lo que el agua al circular por diferentes medios permeables - mantiene o cambia en función del medio sus características - químicas; así por ejemplo, un agua de tendencia agresiva que mi- - gra en un medio calcáreo, aumentará paulatinamente su contenido - de carbonatos y/o bicarbonatos; un agua con índice geoquímico - positivo corresponderá a un agua superficial o estará íntimamente - relacionada con su fuente de recarga.

En un estudio de factibilidad, solamente cuando existen dudas - sobre la calidad del agua que se considera disponible, es convenien- - te el análisis físico-químico de la misma; pero en un estudio de - detalle es obligado el muestreo, análisis y estudio de todas aque- - llas aguas representativas de pozos, manantiales, lagos y escurri- - mientos superficiales existentes dentro del área bajo estudio.

En la forma APR-1, se exponen los datos de muestreo, análisis y - cálculos geoquímicos indispensables.

En el cuadro superior se anotan los datos de campo relativos al - propio muestreo; en el correspondiente al análisis químico se - pone el resultado en miliequivalentes por litro. En caso que se -



SECRETARÍA DE AGRICULTURA Y RECURSOS HIDRÁULICOS
DELEGACIÓN ESTATAL CD. LERDO, DGO.
RESIDENCIA DE CALIDAD DEL AGUA
LABORATORIO REGIONAL

FORMA APR-1

Fecha de muestreo 22 - VII - 86	Fecha de recepción 24 - VII - 86	Procedencia
PILOTO, No. 39 ESTUDIO, VILLA JUAREZ - SANTO NIÑO, DGO.,		
Descripción Análisis Físico-Químico y Bacteriológico Nº 13,830		
PQTO # 3332 ESC. LERON GUZMAN NPIO, LERDO DGO.		TOMADA 12:15 HRS.

CARACTERÍSTICAS BÁSICAS

pH (Campo) G.O	pH (Lab.)	7.6	Grasas y Aceites (mg/l)	
Temperatura de campo (°C)		27.0	Sólidos Sedimentables (ml/l)	
Temperatura de Lab (°C)		25.0	Materia Flotante (g/l)	
R A S			2.2	

DETERMINACIONES

OD (mg/l)		Cloruros (Cl) (mg/l)	97.998	
DBO (mg/l)		Acidez	Anarrijado de Merilo	
DOO (mg/l)		(Ca CO ₃) (mg/l)	Totales	
NITROGENO (mg/l)	N (NH ₄)	Alcalinidad (Ca CO ₃) (mg/l)	Fenolftaleína	
	N (Orgánico)		Totales	
	N (NO ₂)		ST	
	N (NO ₃)		STF	
FOSFORO (mg/l)	PO ₄ ³⁻ (Total)	S O L D O S	STV	
	PO ₄ ³⁻ (Orta)		SST	
S. A. A. M. (Detergentes) (mg/l)	I (mg/l)		SSF	
Turbiedad (U.T.J.)	d		SSV	
Dureza (Ca CO ₃) (mg/l)	o		SDT	
Sulfatos (SO ₄ ²⁻) (mg/l)	o		SDT	
Fenoles (mg/l)	s		SDF	
Color			SDV	
As (mg/l)			Conductividad (micromhos/cm)	2360.0
Boro (mg/l)			Califormes	Totales
CO ₃ ²⁻ (mg/l)	0.0	(NMP x 100 ml.)	Fecales	
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	312.38			
Ca ⁺⁺ (mg/l)	229.258			
Mg ⁺⁺ (mg/l)	97.348			

OBSERVACIONES

AGUA: FÍSICO-QUÍMICAMENTE
 BACTERIOLOGICAMENTE

NO TOLERABLE PARA USO DOMESTICO EN BASE A PARAMETROS ANALIZADOS POR SU CONTENIDO DE DUREZA/SULFATOS, SBT (MAXIMOS PERMISIBLES 300, 250, Y 500 mg/l RESPECTIVAMENTE)

RECOMENDABLE PARA USO

- DOMESTICO
 PECUARIO
 AGRICOLA

Recibido: *[Firma]*

Estado de Laboratorio
[Firma]
ING. SERVANDO MARTINEZ AGUIAR

expongan en partes por millón o en miligramos por litro, se calculan las unidades de reacción de cada ión, multiplicando las p.p.m. o mg/l. por su recíproca equivalente (R.E.); cuyo valor corresponde al equivalente químico (peso atómico/valencia) respecto al del átomo de hidrógeno. Por ejemplo, para el cloro:

Peso atómico o molecular = 35.5; valencia = 1

Equivalente químico = $35.5/1 = 35.5$

Unidad de reacción = $1.0008/35.5 = 0.0281915$

La suma de las unidades de reacción de los aniones (ácidos fuertes Af, más ácidos débiles-Ad) debe ser en un análisis bien realizado, igual a la suma de las unidades de reacción de los cationes (alcalis - Alc, más tierras - T), pudiéndose aceptar un error hasta de un 5%; obteniéndose el porcentaje correspondiente a cada uno de ellos. Estos porcentajes de reacción son fundamentales para la interpretación geoquímica, la que por lo tanto es independiente de la concentración salina.

La concentración salina en cambio, si depende del grado de salinidad, valorándose por el cociente de dividir la suma total de unidades de reacción entre 5 que es la concentración salina dada al agua destilada y clasificándose en:

Hipomineralizadas.- Concentración salina menor de 10

Mesomineralizadas.- Cuando está entre 10 y 15.

Hipermineralizadas.- Cuando es mayor de 15.

De los coloides, el óxido de silicio ($Si O_2$), geoquímicamente es el más importante pues varía con el tipo de yacimiento, así como con la relación Li/Na, de la siguiente manera:

Aguas de Océanos.	Si O_2 de 0.04 a 5.0	Li/Na de 0 a 0.0001
Aguas connatas.	" " de 5.0 a 10.0	" " de 0.0001 a 0.001
Aguas de origen meteorico.	" " de 10.0 a 50.0	" " de 0.001 a 0.01
Aguas magmáticas.	" " de 50.0 a 100.0	" " de 0.01 a 0.1

La interpretación geoquímica, como antes quedó expresado, se establece con base en los porcentajes de reacción obtenidos y de -- acuerdo a la clasificación de Chase Palmer que se sintetiza en el cuadro No. I, según las proporciones que guardan la salinidad -- (qua es causada por las sales que no hidrolizan: Na Cl, Na SO_4 , Na NO_3), y la alcalinidad (causada por las sales que hidrolizan -- fácilmente dando origen a una alcalinidad libre: Na CO_3 , Na HCO_3 -- y otros ácidos débiles como los fosfatos), bajo las siguientes -- combinaciones y efectos:

Salinidad primaria (S_1).-- Es la combinación de Af con Alc para un agua no dura.

Salinidad secundaria (S_2).-- Es la combinación de Af con T para un agua de dureza permanente.

Salinidad terciaria (S_3).-- Es el predominio de los ácidos fuertes (Af) sobre Alc + T originando una acidez libre propia de zonas -- volcánicas.

Alcalinidad primaria (A_1).-- Es la combinación de Ad con Alc para un agua no dura.

Alcalinidad secundaria (A_2).-- Es la combinación de Ad con T para un agua de dureza temporal.

Alcalinidad terciaria (A_3).-- Originada por la presencia de meta-- les pesados.

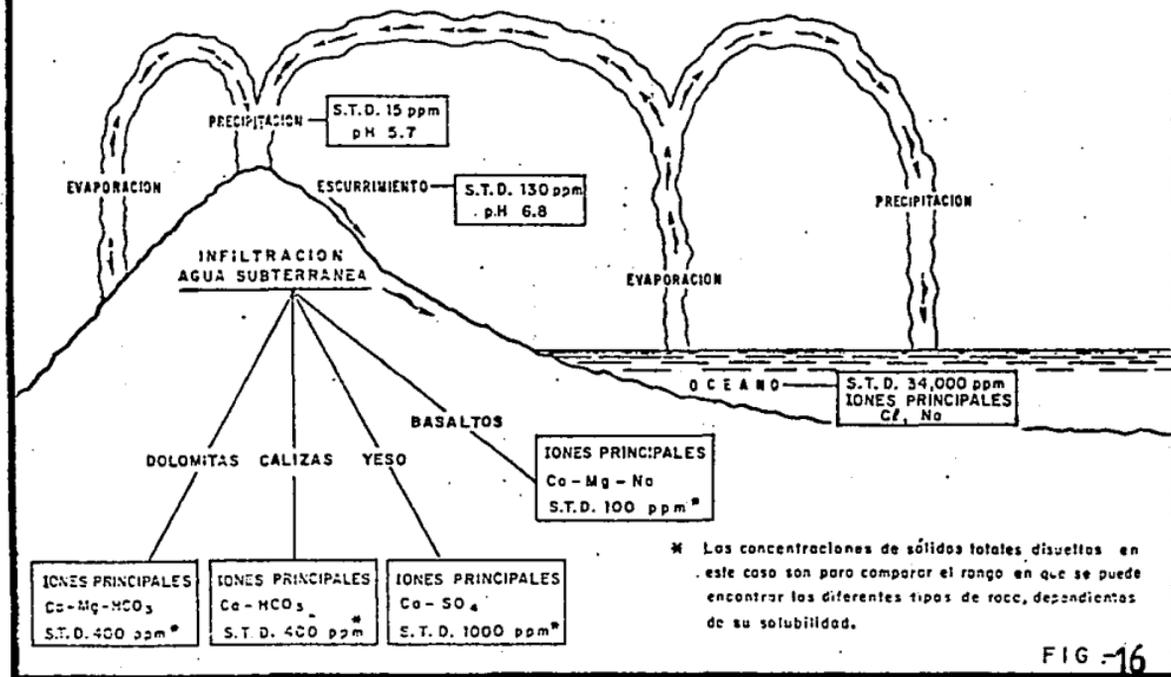
Indice Geoquímico.- Este parámetro del agua, resulta de la suma de los porcentajes de reacción de $Cl + SO_4 + NO_3 + Ca + Mg$, menos 50, y cuyo valor se asocia a la proximidad de la fuente de recarga de un acuífero y a su grado de movilidad y variación química con respecto al tiempo. El valor cero del índice geoquímico (I.G.Q.) corresponde al agua de lluvia, los valores positivos a las aguas superficiales y los negativos a las aguas subterráneas; valores negativos arriba de -20 corresponden a aguas fósiles o de poca movilidad. Es conveniente considerar que si se trazan en un plano curvas de igual I.G.Q., se observa normalmente que el índice geoquímico positivo da un agua de recarga; en las aguas del subsuelo, a medida que se va alejando de la fuente superficial, va decreciendo hasta llegar a cero, estableciendo el frente de influencia directa de la recarga, para continuar alejándose de ésta al crecer negativamente el I.G.Q. En forma inversa, cuando un agua superficial presenta un índice negativo, manifiesta un origen inmediato subsuperficial; es decir, el agua superficial es alimentada por el afloramiento de aguas subterráneas, constituyendo una descarga. Las aguas subterráneas de clase geoquímica III tienen consecuentemente un I.G.Q. positivo y la clase I, negativo.

La determinación del Boro, representa otro medio de identificación; en las aguas meteóricas éste fluctúa entre 0 y 3 gammas/lt., en las fósiles entre 3 y 3000 y en las magmáticas en más de 3000 gammas/lt..

Las relaciones geoquímicas, ofrecen también información geohidrológica; las más usuales son las relaciones SO_4/Cl que aumenta con el tiempo de contacto en el medio, Na/Ca que por lo contrario disminuye y Ca/Mg que disminuye también con la edad de las aguas (de 2 en las de reciente infiltración a 0.10 en las fósiles).

La determinación del CO_2 es de gran importancia, pues de su presen-

ILUSTRACION SOBRE LA COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA EN DIVERSAS CIRCUNSTANCIAS



ZONA DE
RECARGA



ILUSTRACION QUE MUESTRA LA RELACION ENTRE LA ZONA DE RECARGA Y LA DIRECCION DEL MOVIMIENTO DEL AGUA SUBTERRANEA, CON LA CONCENTRACION Y COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA

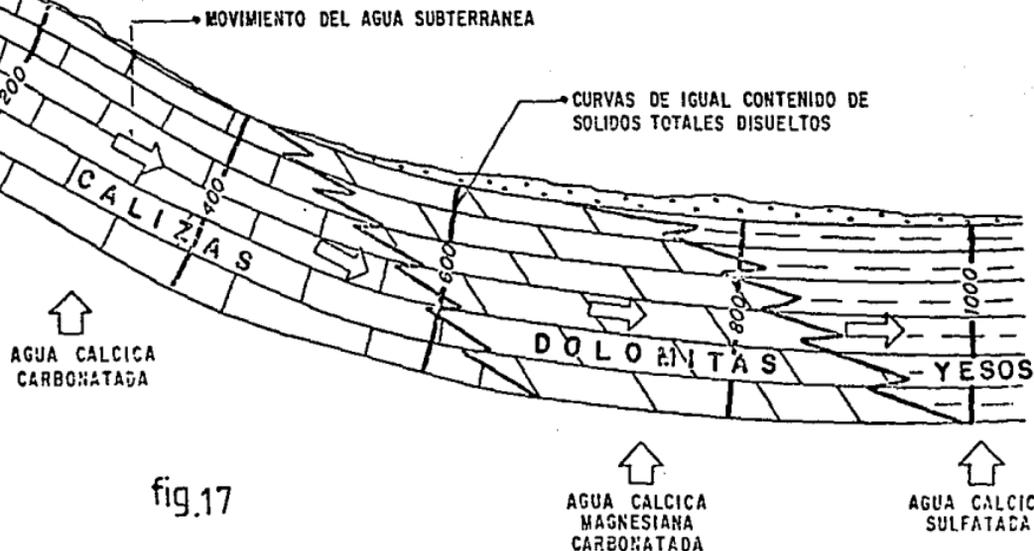


fig.17

cia depende la tendencia del agua sobre la formación, disolviendo o depositando sus sales. De su presencia y consecuentemente del pH de equilibrio depende el grado de agresividad del agua; siendo agresiva cuando el pH de equilibrio es mayor que el pH de laboratorio e incrustante cuando aquel es menor.

Los sólidos totales disueltos y la dureza, que se determinan en el laboratorio, se aplican directamente a la determinación del grado de pureza del agua de acuerdo con los cuadros de calidad que se presentan a continuación, y de cuyo resultado se determina su clasificación para los diferentes usos: domésticos, riego o industrial.

CLASIFICACION.	CONCENTRACION DE S.T.D. EN p.p.m.		
Agua dulce	0	A	1000
Agua salobre	1000	A	10000
Agua salada	10000	A	100000
Salmuera			más de 100000
- 1000	p.p.m. (buena calidad)		
S.T.D. - 1000 a 2000	p.p.m. (mediana calidad)		
- más de 2000	p.p.m. (mala calidad).		

NORMAS MEXICANAS DE CALIDAD PARA AGUA POTABLE.

1.A) CARACTERES FISICOS	LIMITE MAXIMO PERMISIBLE	OBSERVACIONES.
TURBIEDAD	10 (ESCALA DE SILICE)	De no cumplirse con los resultados anteriores, se admitirán aquellos que sean tolerables para los usuarios.
COLOR	20 (ESCALA PLATINO-COBALTO.)	
SABOR	INSIPIDA.	
OLOR	INODORA	

1.3) CARACTERES QUIMICOS.

- Un pH de 6.0 a 8.0 para aguas naturales no tratadas.
- Para aguas tratadas o sometidas a proceso químico, se aplican normas especiales (no citadas).
- Un contenido por millón (p.p.m.) de elementos iones y sustancias que a continuación se expresan:

Nitrógeno (N) amoniacal- - - - -	0.50
Nitrógeno (n) proteico - - - - -	0.10
Nitrógeno (N) de nitritos- - - - -	0.05
Nitrógeno (N) de nitratos- - - - -	5.00
Oxígeno (O), consumido en medio ácido- - - - -	3.00
Oxígeno (O), consumido en medio alcalino - - - - -	3.00
Sólidos totales de preferencia hasta 500, tolerándose hasta - - - - -	1000
Alcalinidad total, expresada en Ca CO ₃ - - - - -	400
Dureza total, expresada en Ca CO ₃ - - - - -	300
Dureza permanente o de no carbonatos, expresada en Ca CO ₃ - en aguas naturales - - - - -	150
Cloruros expresados en Cl- - - - -	250
Sulfatos (SO ₄) - - - - -	250
Magnesio (Mg)- - - - -	125
Zinc (Zn)- - - - -	15.00
Cobre (Co) - - - - -	3.00
Fluoruros (F)- - - - -	1.50
Hierro y Manganeso (Fe y Mn) - - - - -	0.30
Plomo (Pb) - - - - -	0.10
Arsénico (As)- - - - -	0.05
Selenio (Se) - - - - -	0.05
Cromo, hexavalente (Cr) - - - - -	0.05
Compuestos Fenólicos (Fenol) - - - - -	0.001
Cloro libre, en aguas cloradas, no menos de- - - - -	0.20
Cloro libre, en aguas sobrecloradas, no menos de 0.20 ni más de - - - - -	1.0

1.C) CARACTERES BACTERIOLÓGICOS.

El agua estará libre de gérmenes patógenos procedentes de contaminación fecal humana.

Se considerará que el agua está libre de estos gérmenes cuando la investigación bacteriológica de como resultado final:

- a) Menos de 20 organismos de los grupos coli y coliforme por litro de muestra. (todos los bacilos no esporógenos, Gram negativos, que fermentan el caldo lactosado con formación de gas).
- b) Menos de 200 colonias bacterianas por cm^3 de muestra, en la placa de agar incubada a 37°C por 24 horas.
- c) Ausencia de colonias bacterianas licuantes de gelatinas cromógenas o fétidas, en la siembra de 1 cm^3 de muestra, en gelatina incubada a 20°C por 48 horas.

1.D) LAS AGUAS TRATADAS QUÍMICAMENTE PARA CLARIFICACION O ABLANDAMIENTO, DEBERAN SATISFACER LOS TRES REQUISITOS SIGUIENTES:

- a) La alcalinidad a la fenolftaleína calculada como Ca CO_3 , será menor de 15 partes por millón, más 0.4 veces la alcalinidad total, con un pH inferior a 10.60.
- b) La alcalinidad de carbonatos normales será menor de 120 - n.p.m., para lo cual la alcalinidad total, en función del pH estará limitada según la escala siguiente:

VALOR DEL pH	ALCALINIDAD TOTAL MAXIMA EXPRESADA EN Ca CO ₃
8.0 a 9.6	100
9.7	340
9.8	300
9.9	260
10.0	230
10.1	210
10.2	190
10.3	180
10.4	170
10.5 a 10.6	160

c) La alcalinidad total no excederá a la dureza total en más de 35 mg. por litro o p.p.m., ambos calculados como -- Ca CO₃.

El tipo químico describe su salinidad preponderante: así por ejemplo, el agua de mar es clorurada-sódica; y el tipo geoquímico es el resumen de todo lo expuesto.

La conductividad eléctrica, es de gran utilidad en la interpretación de sondeos geoelectrónicos y registros eléctricos.

Todo lo anteriormente expuesto, alcanza su máxima expresión en -- los métodos gráficos de representación e interpretación geoquímica que se han desarrollado, y de los cuales los de mayor utilidad son el diagrama triangular de A.M. Piper y el diagrama semilogarítmico de H. Shoeller. En la Fig. No. 18 se presenta el diagrama triangular en donde se trabaja con los porcentajes de reacción de aniones y cationes así como los correspondientes a las proporciones de salinidad y alcalinidad expuestas en el cuadro de interpre

tación geoquímica de la forma APR-1 y mediante las cuales se localizan en el diagrama las intersecciones correspondientes a los aniones y cationes en los triángulos inferiores derecho e izquierdo y a las proporciones de salinidad y alcalinidad en el rombo central. La localización de los 3 puntos de intersección para cada muestra de agua analizada, presentará una perspectiva completa de continuidad de las aguas subterráneas en función de los cambios químicos que se presenten.

Por otro lado, en la Fig. No. 19, se presenta el diagrama semilogarítmico en donde una línea quebrada une los puntos que expresan el contenido en partes por millón o mg/lt. de cada radical; cuenta también con dos escalas correspondientes al pH determinado en el laboratorio, ambas escalas tienen una graduación aritmética de creciente.

En este diagrama, las escalas logarítmicas de cada columna, a excepción de la del pH y pH de equilibrio coinciden en la traza horizontal del valor 1 de las escalas extremas, precisamente en el valor del equivalente químico de cada radical (Ca = 20, Mg = 12, Na=23, Cl = 35.5, SO₄ = 48 y HCO₃ = 61; la columna de HCO₃ puede usarse también para CO₃ en cuyo caso las escalas logarítmicas se colocarán en su respectivo equivalente químico 61 y 30 respectivamente, en caso de que ambos se presentasen, se podrán sumar sus unidades de reacción o miliequivalentes y marcarse sobre la columna correspondiente de acuerdo a las escalas laterales que para cada caso - representan dichas unidades de reacción).

Las líneas quebradas así trazadas representan el patrón químico de cada muestra y el grado de paralelismo entre líneas asociará o diferenciará a las familias geoquímicas de cada una, estableciendo o no su secuencia geohidrológica.

El pH de equilibrio se determina en la intersección de la columna correspondiente y la línea que une al pH con el Ca respectivo.

Una mayor visualización de la secuencia geoquímica que se establece en el área estudiada, se logra con el trazo en un plano de curvas de igual valor de cloruros, dureza total, sólidos totales disueltos, boro y relación $r \text{ Ca/r Mg}$.

La asociación de las determinaciones geoquímicas obtenidas y la información geológica establecerán con mayor precisión la disposición dimensional del o los acuíferos existentes.

DIAGRAMA TRIANGULAR

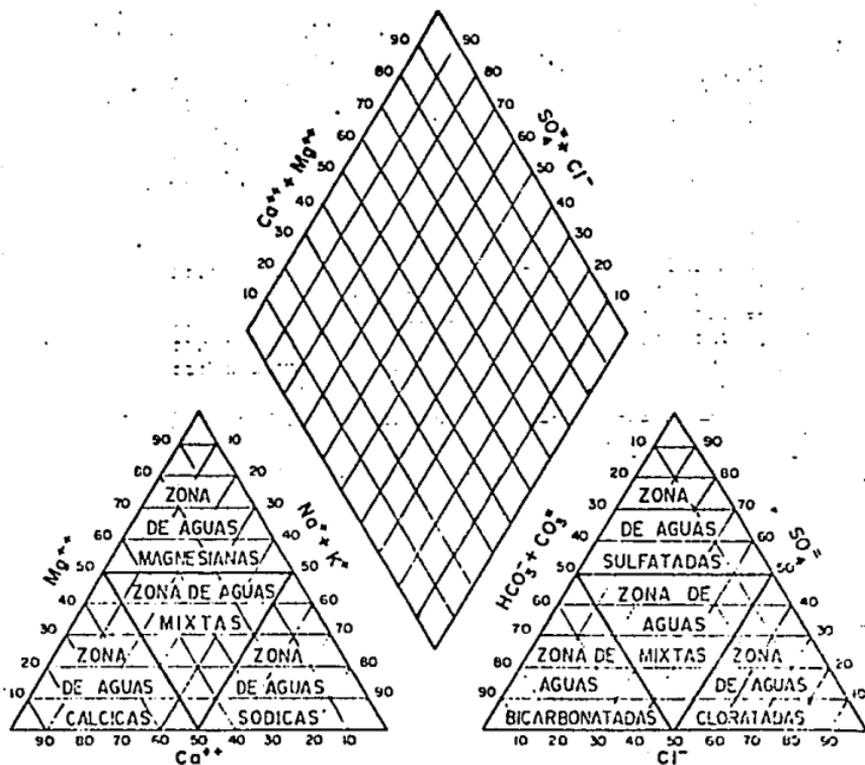


FIG. No. 18

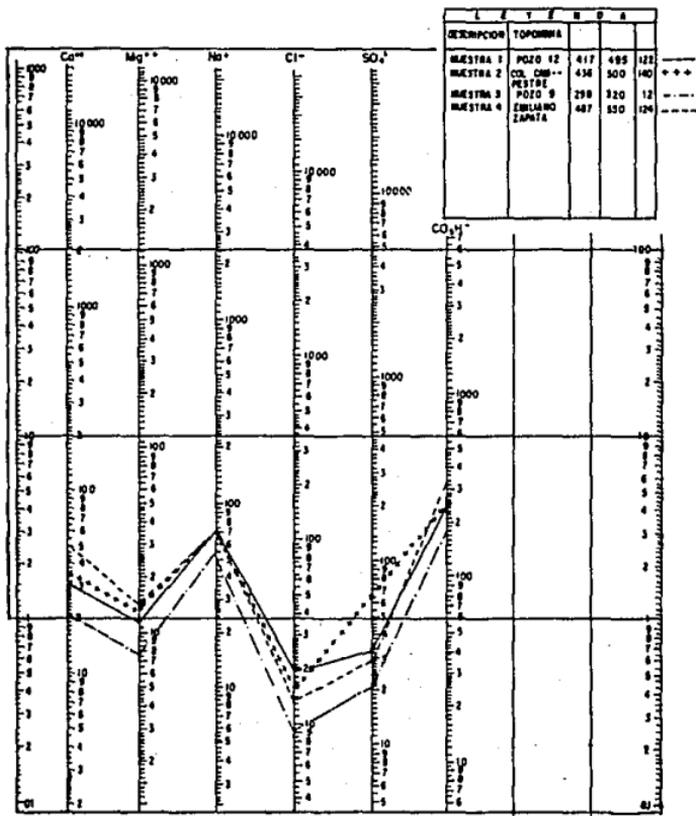


DIAGRAMA LOGARITHICO DE SILOELLER - BERKALOFF.

FIG. No. 19

CAPITULO VII

PROSPECCION GEOFISICA.

VII.1 Estudio Geofísico.

A medida que se incrementa la demanda de los recursos naturales -- que se obtienen del subsuelo, tratándose de petróleo, azufre, minerales metálicos o como en este caso, del agua, la localización de -- nuevas fuentes de suministro se va dificultando y cuando las exigencias superan el rendimiento de las fuentes en explotación más -- accesibles o de aquellas que se manifiestan fácilmente, el hombre se ve en la necesidad de emplear nuevas técnicas, dentro de las -- cuales, la geofísica contribuye de manera importante.

Es así como mediante el estudio de las fuerzas que actúan sobre -- las condiciones dinámicas del planeta como son: la gravedad, los -- campos magnéticos, la propagación de ondas elásticas y de corrientes eléctricas, de temperatura y otras más, se facilita la localización de estructuras y formaciones geológicas asociadas a los recursos naturales que se requieren, mediante los métodos de prospección o exploración geofísica desarrollados sobre bases teóricas y amplias experiencias de campo y laboratorio, contándose a la fecha con diversos métodos cuya programación, análisis e interpretación deben ser realizados con base en conocimientos previos y adecuados al tipo de problema por resolver; ya que éstos, así como -- los análisis de laboratorio, radiografías, electrocardiogramas, -- etc., sirven de apoyo a un diagnóstico médico, los métodos de prospección geofísica son y deben ser considerados como métodos de apoyo para el petrolero, minero, geólogo o geohidrólogo.

En otras palabras, los métodos de prospección geofísica, aún cuando pueden conducir hasta la estimación físico-matemática de la porosidad efectiva, permeabilidad y grado de saturación de un acuí-

fero, se deberá escoger el método más adecuado y su interpretación se realizará bajo un criterio de estrecha asociación entre el análisis de la información geofísica obtenida y los demás fenómenos geohidrológicos, definidos mediante el estudio de la fisiografía, geología, hidrología y geoquímica del área correspondiente; de otra manera, como se verá más adelante; la geofísica carecería de significado.

Durante la etapa de factibilidad del estudio, los análisis de un trabajo de prospección geofísica deben circunscribirse a su correlación cualitativa con la información geohidrológica general; y en la etapa de detalle deberán afinarse y complementarse hasta sus estimados cuantitativos en la profundidad que se requiera o que sea factible, pero su comprobación siempre quedará sujeta a los resultados de la exploración material y directa, que se realice mediante perforaciones, pruebas de bombeo y aforo.

En términos generales, los métodos geofísicos se clasifican en: indirectos, cuando se realizan sobre la superficie del terreno sin entrar en contacto con las formaciones bajo estudio; y en directos cuando se realizan dentro de los pozos perforados y en donde los elementos de detección se encuentran en contacto directo con dichas formaciones.

A continuación se ofrece una breve descripción de los métodos de prospección geofísica (indirectos o de superficie) más utilizados en estudios geofísicos.

VII.1.1. Método Magnético.

Como se sabe, el planeta tierra es equiparable a un gigantesco imán que genera un campo magnético cuyos polos se localizan precisamente en el Norte y Sur Magnéticos, y cuya intensidad varía principalmente con la latitud y longitud de cada punto sobre la

tierra; pero además, este campo se ve incrementado irregularmente por corrientes magnéticas inducidas a través de la ionósfera por la Luna y el Sol; como en el caso de las llamadas tormentas magnéticas de éste; y localmente por las propiedades magnéticas de los minerales cercanos a un punto de observación determinado, siendo esto último lo que despierta el interés.

En tales condiciones, a la medida del campo magnético total en un punto o varios puntos de observación en un área determinada, se deduce la influencia del campo magnético normal y se realizan las correcciones correspondientes a las variaciones diurnas registradas durante el período de trabajo, obteniéndose las anomalías magnéticas residuales, derivadas de las propiedades correspondientes de los minerales existentes bajo el área observada y desarrollándose planos de anomalías magnéticas que se interpretan por asociación, con patrones creados bajo la actividad magnética supuesta - de formas geológicas de geometría sencilla.

Una idea de la susceptibilidad magnética (k) de las rocas más comunes, se expone a continuación en una proporción relativa al campo magnético terrestre:

ARCILLAS.	$0 - 25.13 \times 10^8$
ARENISCAS.	$0 - 12.57 \times 10^8$
CALIZAS.	$0 - 6.28 \times 10^8$
DOLOMITAS.	$0 - 2.51 \times 10^8$
LAVAS.	$62.83 \times 10^8 - 1256.54 \times 10^8$
ILMENITAS.	$2513.28 \times 10^8 - 6283.20 \times 10^8$
MAGNETITAS.	$12566.40 \times 10^8 -$
GRANITOS.	$12.57 \times 10^8 - 188.49 \times 10^8$

ESQUISTOS.

$0 - 62.83 \times 10^8$

GNEISSES.

$0 - 125.66 \times 10^8$

El instrumento de registro que se emplea es el magnetómetro y el aeromagnetómetro en los levantamientos regionales realizados en vuelos específicamente programados; o en gradiómetro magnético en levantamientos con helicóptero, en cuyo caso, se obtiene el gradiente magnético cuya configuración resulta ser muy semejante a un plano de anomalías magnéticas residuales.

Al observar los valores relativos de susceptibilidad magnética antes anotados, se observará que la principal aplicación de éste método radica en la localización de minerales ferromagnesianos tales como la magnetita e ilmenita, y en el campo de la aplicación geohidrológica, en la localización de cauces sepultados por coladas de lavas, así como en otros accidentes geológicos generados por la presencia de diques.

VII.1.2 El Método Gravimétrico.

Con este método se determinan las anomalías del campo gravitatorio de la tierra, o sea la influencia que sobre éste ejercen las masas de las formaciones geológicas existentes. La ley de atracción universal es por lo tanto, la base de este método, que consiste en medir mediante aparatos muy sensibles (el más usual es el gravímetro), la atracción terrestre en uno o varios puntos de observación; medidas que se corrigen por la latitud de cada punto ya que la gravedad varía con el radio terrestre, de un mínimo en el Ecuador a un máximo en los Polos; así mismo se corrigen por la influencia del relieve topográfico (valles, montañas, etc.); para finalmente ajustar la gravedad al nivel del mar (corrección por aire libre), y considerando la densidad de las formaciones sujetas a dicho ajuste (corrección de Bouguer).

Como resultado de todo lo anterior se obtienen las anomalías de Bouguer que son la base de la interpretación del levantamiento -- realizado, en las cuales participan tanto las formaciones sedimentarias como los efectos regionales correspondientes generalmente al basamento o complejo basal, que en caso de ejercer una influencia notoria deberá eliminarse para obtener las anomalías residuales originadas por las formaciones suprayacentes.

Con las anomalías de Bouguer o con las residuales y su correspondiente configuración, se realiza la interpretación a semejanza de un plano topográfico definiéndose los máximos y mínimos gravimétricos y/o se profundiza el análisis por analogía con patrones -- gravimétricos definidos de formas geológicas de geometría sencilla; pero para todo lo cual, será necesario el conocimiento del tipo de rocas y densidades respectivas, generadoras de las citadas anomalías; pues de otra manera el resultado podría ser erróneo. Basta considerar que en el caso de un máximo gravimétrico, -- si la densidad de la roca que conforma la estructura es mayor que la de los sedimentos suprayacentes, la estructura corresponderá a un anticlinal, y en caso contrario a un sinclinal; de la misma manera, un domo salino se manifiesta gravimétricamente como un mínimo o depresión gravimétrica. A continuación se exponen las densidades medias y límites de las rocas más frecuentes:

	Densidad Media	Límites.
Arcillas.	2.1	1.7 - 2.5
Limos secos.	1.6	1.4 - 1.8
Limos saturados con agua.	2.0	1.8 - 2.2
Arenas y gravas secas.	1.8	1.4 - 2.2
Arenas y gravas saturadas.	2.1	1.8 - 2.2
Margas.	2.2	1.8 - 2.6

	Densidad Media	Límites.
Lutitas	2.4	2.1 - 2.7
Areniscas.	2.3	2.0 - 2.6
Calizas.	2.5	2.2 - 2.8
Dolomitas.	2.7	2.5 - 2.9
Sal.	2.2	2.1 - 2.3
Anhidrita.	2.9	2.8 - 3.0
Rocas ácidas.	2.6	2.1 - 3.1
Rocas básicas.	2.8	2.4 - 3.2
Esquistos.	2.6	2.4 - 2.8
Gneisses.	2.8	2.6 - 3.0

Obviamente resalta la importancia de este método en la prospección de las estructuras y accidentes geológicos para su estudio y aplicación general; y en el campo geohidrológico, en la localización de cauces sepultados y en la estimación del grado de avance en las formaciones calizas afectadas por fenómenos de disolución y en las formaciones superficiales para la estimación de los niveles de saturación.

VII.1.3 Métodos Sismológicos.

La propiedad de propagación de las ondas elásticas en los medios físicos, que en el caso de las formaciones geológicas se evidencian en los temblores y terremotos, es aprovechada para la localización de las estructuras y accidentes geológicos mediante el registro de los tiempos de propagación de dichas ondas, generadas artificialmente por explosiones o por acción de impacto mecánico con martilletes o vibradores. Las ondas así generadas viajan a través de las diversas formaciones y contornos geológicos del sub

suelo de acuerdo con la longitud de onda, la frecuencia y las propiedades de elasticidad y plasticidad del medio; así se tiene:

Ondas Longitudinales.- En donde la dirección de las partículas en movimiento es la misma que la de propagación de las ondas (o formando un ángulo de 180° con la misma).

Ondas Transversales.- En donde la dirección del movimiento de las partículas en el interior del medio forma ángulo recto con la dirección de propagación de la onda. Como en este caso la deformación consiste esencialmente en un movimiento de Cizalla, las ondas transversales son llamadas a veces ondas cortantes.

Ondas Rayleigh.- Estas ondas sólo se propagan a lo largo de la superficie libre de un sólido elástico.

El movimiento de las partículas, siempre en un plano vertical, es elíptico y retrógrado. La amplitud del movimiento decrece exponencialmente con la profundidad por debajo de la superficie. La velocidad de las ondas Rayleigh es menor que la de las ondas materiales, siendo del orden de 0.92 de las ondas transversales en el mismo medio.

Quando hay una capa superficial de baja velocidad superpuesta a materiales de espesor mucho mayor, en la que la velocidad de las ondas elásticas es mayor, la velocidad de las ondas Rayleigh varía con la frecuencia.

Ondas Love.- Son ondas superficiales observables solamente cuando hay una capa de baja velocidad superpuesta a un medio en el cual tienen mayor velocidad las ondas elás

ticas. El movimiento ondulatorio es horizontal y -- transversal. Love ha demostrado que estas ondas se propagan por reflexión múltiple entre la superficie superior y la inferior de la capa de baja velocidad. La velocidad de las ondas Love es igual a la de las ondas transversales en la capa superior para longitudes de ondas muy cortas, y a la de las ondas transversales en el medio inferior para longitudes de ondas muy largas.

Las ondas Rayleigh y Love son ondas polarizadas en los planos de separación de dos medios o terrenos diferentes, encuadrándose dentro de las ondas superficiales.

Si durante el paso de una onda transversal todas las partículas se mueven según líneas paralelas, se dice que la onda está polarizada en la dirección de las líneas. Una onda transversal que se propaga horizontalmente, polarizada de tal modo que el movimiento de las partículas sea totalmente vertical, se denomina onda SV; cuando su movimiento se produce todo en el plano horizontal, se denomina onda SH.

De todas ellas, las ondas longitudinales son las que se consideran en prospección sísmica; siendo su velocidad de propagación en los diferentes medios geológicos las que se exponen a continuación:

M A T E R I A L .	VELOCIDAD EN kms./seg.
Aire.	0.33
Agua dulce.	1.45
Arcillas.	1.0 - 2.8
Limos.	0.2 - 0.6

M A T E R I A L .

VELOCIDAD EN Kms./seg.

Capa superficial no consolidada y seca.	0.2 - 0.6
Aluviones secos.	0.6 - 1.2
Aluviones saturados.	1.6 - 2.4
Lutitas y areniscas.	2.2 - 2.8
Areniscas.	1.4 - 4.2
Calizas.	3.0 - 5.0
Dolomias.	3.0 - 5.0
Anhidrita.	3.5 - 5.4
Sal.	4.3 - 6.4
Granito.	4.0 - 6.0
Basalto.	5.5
Lavas en general.	2.5 - 4.0
Tobas volcánicas.	1.8 - 2.5
Pizarras.	2.2 - 4.6
Esquistos.	3.0 - 4.5
Gneis y cuarcitas.	3.5 - 5.0
Margas, creta.	2.0 - 3.0

NOTA.- Debe tomarse en cuenta que las velocidades de propagación aumentan con la profundidad.

De acuerdo con el principio de Huygens, las ondas que se expanden en un medio en forma de esferas, generan en sus frentes nuevas ondas que al incrementarse en su radio son consideradas como ondas planas y pueden ser representadas por líneas rectas perpendiculares a los frentes de ondas, conociéndose como trayectoria de on--

das o rayos sísmicos. Ahora bien, dichos rayos en su viaje a través del medio, al llegar a los planos de contacto o de cambio de las condiciones elásticas del medio (diferente velocidad de propagación), al igual que los rayos de luz, se reflejan o se refractan regresando a la superficie, donde son detectados por los geófonos o sismómetros distribuidos convenientemente en el terreno y que conectados al sismógrafo generan una gráfica de tiempos de recepción, desde la generación de las ondas, cuya interpretación basada en el conocimiento geológico de las posibles formaciones detectadas y de su respectiva velocidad de propagación, permite apreciar mediante planos y secciones sismológicas la forma y profundidad de las estructuras y accidentes geológicos.

Cabe mencionar que de los dos tipos de fenómenos de propagación ya citados se han desarrollado dos métodos de prospección sísmológica; el de reflexión y el de refracción cuya utilidad resulta de incalculable valor en los estudios de geología del subsuelo, empleándose preferentemente en estudios con fines geohidrológicos - el método de refracción.

VII.1.4 Métodos Geoeléctricos.

Los métodos de prospección geoeléctrica son los más ampliamente difundidos en el campo geohidrológico ya que en ellos se asocia más directamente la naturaleza de la roca con su porosidad, permeabilidad, saturación y calidad del agua; aunque originalmente fueron empleados en el campo petrolero y a la fecha siguen siendo aplicados sobre estudios mineros, por las razones antes expuestas se pueden considerar como específicamente de aplicación geohidrológica.

Actualmente, se tienen desarrollados o en proceso de desarrollo varios métodos geoeléctricos como son:

- 1.- De polarización espontánea.
- 2.- Telúrico y Magnético-Telúrico.
- 3.- De equipotenciales.
- 4.- Electromagnéticos.
- 5.- De relaciones de caída de potencial.
- 6.- De resistividad.

De todos ellos los de relaciones de caída de potencial y el de resistividad, son los más usuales.

VII.1.4.1 Método de Polarización Espontánea.

En este método se pretende aprovechar la generación de un potencial eléctrico natural producido por fenómenos electrocinéticos durante el movimiento del agua a través de un medio permeable, así como el correspondiente fenómeno electroquímico debido al intercambio iónico de las sales en solución a semejanza del de potencial natural en un registro de pozos, no habiéndose logrado hasta la fecha un resultado práctico y confiable.

VII.1.4.2 Método Telúrico y Magnético-Telúrico.

Basados en la medida e interpretación de las corrientes eléctricas naturales que en forma variable y ajenas a los fenómenos electrocinéticos y electroquímicos circundan la corteza terrestre y que presentan cierta asociación de factores con las condiciones geohidrológicas imperantes; conociéndoseles como fuerzas telúricas. La asociación entre la medida de estas fuerzas y las magnéticas da lugar al método magnético-telúrico; ambos de reducida aplicación y enfocado principalmente a grandes profundidades.

VII.1.4.3 Método de Equipotenciales.

Este método, se basa en la respuesta eléctrica del subsuelo; al indu

cir en el mismo, una corriente eléctrica continua o directa que genera en un medio homogéneo e isotrópico campos equipotenciales, cuya medida y variación permite estimar la presencia de cuerpos de alta o baja resistividad, los que se pueden asociar a la existencia de agua; pudiéndose considerar similar, aunque menos práctico que los de R.C.F. y resistividad.

VII.1.4.4 Método Electromagnético.

En este método se substituye el campo telúrico y magnético por un campo artificial electromagnético.

VII.1.4.5 Métodos de Relaciones de Caídas de Potencial y Resistividad.

Actualmente es muy discutida la mayor utilidad de uno de estos métodos con respecto al otro, sin considerar que ambos se basan en los mismos principios y su eficacia depende fundamentalmente de la calidad del equipo sensor y de la experiencia del personal que lo opera; además del criterio geohidrológico que del área en cuestión tenga quien interpreta la información de campo.

Ambos métodos se basan en la inducción de corrientes eléctricas al subsuelo y la medición de su respuesta mediante variadas disposiciones de electrodos, cuyos valores medidos están íntimamente relacionados con la resistividad del subsuelo y ésta con la naturaleza de cada formación y de sus condiciones de saturación. A continuación, se da el orden de magnitud de la resistividad para algunos tipos de agua y para las rocas más comunes.

AGUAS O ROCAS.	RESISTIVIDAD (en ohm m)
Agua de mar - - - - -	0.2
Agua de acuíferos aluviales - - - - -	10- 30

AGUAS O ROCAS.

RESISTIVIDAD
(en ohm m)

Agua de fuentes - - - - -	50 - 100
Arenas y gravas secas - - - - -	1000 - 10000
Arenas y gravas con agua dulce- - - - -	50 - 500
Arenas y gravas con agua salada - - - - -	0.5 - 5
Arcillas o lutitas- - - - -	2 - 20
Margas- - - - -	20 - 100
Calizas - - - - -	300 - 10000
Areniscas arcillosas- - - - -	50 - 300
Areniscas cuarcitas - - - - -	300 - 10000
Cineritas, tobas volcánicas - - - - -	20 - 100
Lavas - - - - -	300 - 10000
Esquistos grafitosos- - - - -	0.5 - 5
Esquistos arcillosos o alterados- - - - -	100 - 300
Esquistos sanos - - - - -	300 - 3000
Gneis, granito; alterados- - - - -	100 - 1000
Gneis, granito; sanos - - - - -	1000 - 10000

Se nota que para valores de resistividad entre 10 y 100 ohm m, se puede tratar lo mismo de aluviones saturados con agua de baja salinidad o de una arenisca arcillosa, que de una arcilla, marga, lutita, esquistos grafitosos o tobas volcánicas; es decir, que só lo con una interpretación basada en el conocimiento geohidrológico del área se podría estimar la presencia de una formación acuífera o de una no productora.

En términos generales, en el cuadro anterior se expone para cada material un rango de resistividad, que va del más bajo, al cual se puede considerar en condiciones de saturación; al más alto en estado prácticamente seco.

En sondeos eléctricos verticales así como en secciones geoelectricas, los métodos de R.C.P. y de resistividad ofrecen por lo tanto una amplia información de la resistividad del subsuelo a profundidades equivalentes teóricamente a la amplitud de sus electrodos -- (dependiendo del dispositivo empleado), y en cuyas gráficas se pueden observar cambios que obedecen a la presencia de capas, de accidentes geológicos o a las condiciones de saturación que rompen la homogeneidad del medio permitiendo estimar la presencia de capas o de horizontes de determinado material y si éste, se encuentra -- saturado; pudiendose decir que a todo punto de inflexión en las -- curvas graficadas corresponde en la profundidad equivalente a un -- cambio geohidrológico.

Con el método de R.C.P. puede inclusive observarse con mayor claridad, en su caso, el buzamiento de las capas y/o sus contactos -- cuando las curvas extremas se presentan bajo el mismo patrón pero desfasadas en su profundidad equivalente; lo que ofrece la oportunidad de analizar el grado de homogeneidad tanto a rumbo como a -- profundidad del área sondeada; sin embargo, el método de resisti-- vidad que requiere de cálculos analíticos más sofisticados, ya que llegan hasta la creación de patrones hipotéticos para su interpretación, cuenta con gran número de adeptos; máxime que de sus re-- sultados puede llegar a estimarse por interpolación o extrapolación el rango de porosidad, permeabilidad, saturación y aún las varia-- ciones en el contenido de arcilla de un acuífero, aunque para ello se requieren preferentemente muestras y pruebas físicas de laboratorio a fin de que dicha extrapolación o interpolación, que no deja de ser hipotética; sea lo más precisa posible. En forma cuali--

tativa también es posible dicha estimación con el método de R.C.F.

VII.1.5 Método Termométrico.

De acuerdo con su profundidad y tipo de roca almacenante, la temperatura de las aguas subterráneas varía, aunque generalmente puede decirse que aumenta con su profundidad en un rango de 1°C por cada 30 o 35 metros; sin embargo, entre los primeros 5 o 15 metros de profundidad, las aguas subterráneas están sujetas a las variaciones superficiales de temperatura, llegándose a influenciar hasta por las variaciones que se suceden durante el día; y de 15 a 40 metros, dependiendo de la conductividad térmica de la roca, la temperatura varía de acuerdo con la temperatura media estacional; en las formaciones con alto contenido de arcilla la conductividad térmica es baja y las profundidades afectadas por los cambios superficiales son mínimas, no así en las formaciones compactas y libres de arcilla tal como las areniscas, calizas y granitos que son de relativa alta conductividad térmica.

Lo anterior, resulta de gran importancia para la definición de la condición de temperatura del agua, según se vió en la clasificación de las aguas subterráneas por su temperatura (Capítulo I), de lo cual se deduce que de la medición de la temperatura de las formaciones y del agua subterránea se pueden definir condiciones geohidrológicas que contribuyen al conocimiento de un área en estudio; siendo dichas determinaciones las que constituyen el método de prospección térmica.

VII.1.6 Métodos Radioactivos.

Los métodos de prospección radioactiva realizados mediante levantamientos superficiales de medición de la intensidad radioactiva generada por las rocas en un área determinada, han venido siendo usados con éxito en el campo geológico-minero y geológico-petrolero -

en la localización por un lado de yacimientos de minerales radioactivos y por el otro en los estudios geológicos regionales; pero en geohidrología prácticamente no han sido utilizados. Sin embargo, es indudable que todo estudio radiométrico puede ser útil como apoyo a todo estudio geohidrológico que se realice, sobre todo por los efectos de temperatura que de toda actividad radioactiva se desprende y por la influencia que los yacimientos de material radioactivo ejercen sobre las aguas que se encuentran en un momento dado en contacto con ellos.

En los estudios de flujo de aguas subterráneas en ocasiones se emplean trazadores radioactivos para determinar los cursos o direcciones del agua subterránea y su velocidad.

VII.1.7 Métodos de Sensores Remotos.

Paralelamente al desarrollo de los métodos geofísicos hasta ahora tratados, la evolución de la interpretación de fotografías aéreas y principalmente de radiometría infrarroja contribuyen actualmente en forma por demás extraordinaria en los estudios tanto de hidrología superficial como subterránea.

Del análisis de los pares estereoscópicos de fotografías aéreas que detallan las condiciones fisiográficas en general y con gran detalle de toda área bajo estudio, resulta obvio su aplicación en el campo geohidrológico; pero la interpretación de las fotografías de radiaciones infrarrojas conduce a un análisis más profundo de las condiciones hidrológicas tanto superficiales como de aquellas que se establecen a poca profundidad y que ejercen su influencia térmica sobre la superficie.

La localización de afloramientos de agua en la superficie y especialmente de salidas de aguas subsuperficiales al mar, por debajo del nivel del mismo, son notables, como notable es también el avance que se ha logrado en esta técnica con las fotografías aéreas tomadas desde los satélites artificiales de observación que circundan la tierra.

CAPITULO VIII

REGISTROS DE POZOS.

A diferencia de los métodos geofísicos indirectos, los registros de pozos si permiten la evaluación directa de las condiciones de porosidad, permeabilidad y saturación de un intervalo registrado; siendo en la perforación de pozos petroleros los elementos de juicio para su terminación y estimulación; sin embargo, en tan avanzados campos de la tecnología aún se requieren de las pruebas de deformación y de producción para establecer los regímenes de explotación más adecuados; pero más aún, para su interpretación se requiere del muestreo y análisis litológico de las formaciones atravezadas, y en pozos de exploración estos se acompañan de un registro de hidrocarburos. En suma, también para la programación, análisis e interpretación de los registros de pozos se requiere de los conocimientos y criterios petroleros, mineros o geohidrológicos según sea el caso.

Como se observa anteriormente, el mayor desarrollo tecnológico en lo que se refiere a registros de pozos se encuentra en la Industria Petrolera, donde a la fecha se emplean tres sistemas de registro: eléctricos, radioactivos y acústicos, así como los que se han denominado complementarios.

A continuación se exponen los principios en que se basa cada uno de ellos, su aplicación general y su uso específico en geohidrología, aunque cabe hacer notar que por su elevado costo la mayoría no se utiliza en la construcción de pozos para agua.

VIII.1 Registros Eléctricos.

VIII.1.1 De Potencial Espontáneo.

Como se observó en los métodos indirectos de polarización instan-

tánea, en el subsuelo se genera un potencial natural o espontáneo, provocado por dos fenómenos: uno electrocinético por efecto del flujo del agua en un medio permeable, que en el caso de un pozo se traduce en un fenómeno de electrofiltración o electro-ósmosis, -- producido por el filtrado del lodo a través de las formaciones -- permeables y que solo es observado en pozos de gran profundidad -- y/o donde la densidad del lodo es elevada, o donde se establece -- en términos generales, dicho flujo; y otro de tipo electroquímico que se produce al verificarse un cambio o intercambio iónico entre dos soluciones de diferente salinidad, en este caso entre -- el agua de la formación y el filtrado del lodo, o a través del me dio permeable, dándole al lodo un potencial (Potencial de difu- sión) negativo, normalmente por la mayor movilidad de los iones Cl^- ; o a través de las arcillas que solo permiten el paso de los iones H^+ dando al lodo frente a estas, un potencial (potencial de membrana) de carácter positivo. Cuando la salinidad del filtrado del lodo es mayor que la del agua de formación, lo que sucede ocasionalmente, el potencial del lodo frente a las capas porosas resulta ser más positivo que el de las arcillas; es decir "el potencial se invierte"; y cuando dichas salinidades son iguales (en el caso de capas acuíferas perforadas por el sistema de percusión), no existe ninguna respuesta.

La curva de potencial espontáneo, generalmente conocida como -- "S.P.", que aparece a la izquierda de un registro eléctrico convencional, depende por lo tanto de las características litológicas de las capas atravezadas por la perforación y de la diferencia de salinidad entre el agua de formación y el lodo de perforación; y por lo tanto, de su registro se puede deducir:

A.- Los contactos entre capas permeables e impermeables; y en el caso de las arenas, cualitativamente, su contenido de arcilla.

B.- El espesor de las capas.

C.- Su correlación.

D.- Su condición como capas saturadas o no saturadas.

E.- La salinidad del agua de formación.

Las cuatro primeras determinaciones se obtienen de la interpretación directa de la conformación de la curva de S.P., de acuerdo con las siguientes normas (Fig. No. 20).

1.- Identificación de la línea base de lutitas, a la que corresponden las capas arcillosas, a excepción de aquellas que presentan salinidad y que se desfasan a la izquierda.

2.- Los puntos de inflexión de las curvas de S.P. corresponden a los contactos entre capas.

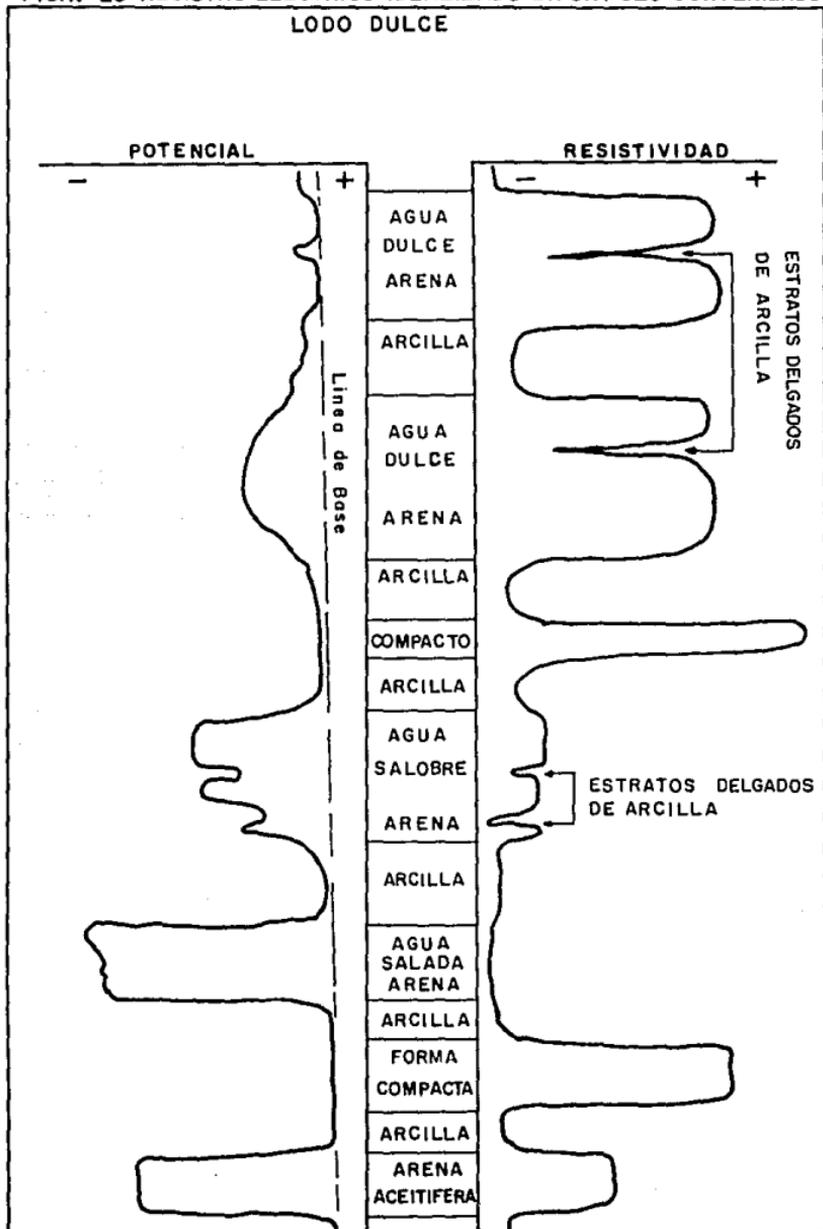
3.- Las capas en las que las curvas se desplazan hacia la izquierda (potencial negativo), corresponden a capas permeables bajo condiciones de salinidad mayor en el agua de formación que en el filtrado del lodo; en caso contrario se desplazarán a la derecha de la línea base de lutitas (potencial positivo), pero en ambos casos:

a).- A mayor amplitud de la curva corresponderá una mayor porosidad.

b).- A mayor amplitud de la curva existirá una mayor diferencia de salinidad entre el agua de formación y el filtrado del lodo.

4.- En capas porosas, potentes (de más de veinte veces el diámetro de la perforación) y limpias; la curva de S.P. asumirá una forma rectangular que podrá considerarse como el máximo potencial posible, conocido como potencial espontáneo estático (S.S.P.).

FIG. Nº 20 REGISTRO ELECTRICO IDEALIZADO EN UN POZO CONTENIENDO LODO DULCE



5.- En capas delgadas, porosas o impermeables, la amplitud del - - - S.P. será parcial (pseudo-potencial espontáneo estático - P.S.P.), sin aproximarse al S.S.P.; condición que también presentan las capas arenosas con contenido de arcilla, la que puede estimarse en función de la amplitud de la curva.

6.- La interpretación deberá correlacionarse con la información litológica de las capas registradas y en función de la respuesta obtenida en las curvas de resistividad.

Para la determinación cualitativa de la salinidad del agua de formación deberá determinarse previamente la resistividad del filtrado -- del lodo (R_{mf}) y el S.S.P. correspondiente:

a).- Si la salinidad tanto del agua de formación como la del filtrado del lodo obedecen a la presencia de Na Cl, se aplicará a la expresión:

$$R_w = \frac{R_{mf}}{10 - \frac{SSP}{K}}$$

En donde R_{mf} está en ohms m; S.S.P. en milivolts y K que es un factor por temperatura se calcula con la fórmula $K = 64 + 0.23 T (^{\circ}C)$.

b).- Pero si la salinidad obedece principalmente a la presencia de sales de Ca, Mg, SO_4 , CO_3 y HCO_3 , que ocasionan anomalías en la curva de S.P., en la expresión anterior se sustituyen R_w y R_{mf} por las resistividades equivalentes $(R_w)_e$ y $(R_{mf})_e$:

$$(R_w)_e = \frac{(R_{mf})_e}{10 - \frac{SSP}{K}}$$

Ahora bien, la resistividad del lodo (R_m), la del enjarre del lodo - (R_{mc}), y la del filtrado del lodo (R_{mf}) se determinan directamente del lodo mediante un resistímetro, o bien, partiendo de R_m :

$$R_{mf} = CR_m 1.07 \quad y$$

$$\frac{R_{mc}}{R_{mf}} = 0.69 \left(\frac{R_m}{R_{mf}} \right) 2.65$$

Obteniéndose R_{mf} y R_{mc} directamente de las gráficas de las figuras N^{os} 21 y 22 en función de R_m y de la densidad o de la temperatura del lodo.

Pero cuando la salinidad del lodo obedece a $N_a C_1$

$$R_{mf} = 0.75 R_m.$$

$$R_{mc} = 1.50 R_m.$$

De esa manera al obtenerse la resistividad equivalente (R_w)_e; en la gráfica de la Fig. No. 23 se obtiene R_w y de ésta, en la gráfica de la Fig. No. 24 se obtiene la salinidad del agua de formación (S_w).

De otra manera, en la gráfica de la Fig. No. 25 puede obtenerse directamente $\left(\frac{R_{mf}}{R_w} \right)_e$ en función de S.S.P. y la temperatura de formación.

Es importante considerar que en el registro del potencial espontáneo se pueden presentar las siguientes anomalías:

- 1.- Desfasamiento de la curva en las arcillas por presencia de salinidad.
- 2.- Cambios de potencial en una misma capa porosa por diferencias de estabilidad, sobre todo si ha habido fuertes invasiones de lodo.
- 3.- Por efecto de magnetismo en el cable de sondeo o por corrientes parásitas; lo que se puede minimizar cambiando la posición del electrodo de tierra.
- 4.- Efectos de bimetalismo por la presencia de metales como las tuberías de revestimiento superiores.

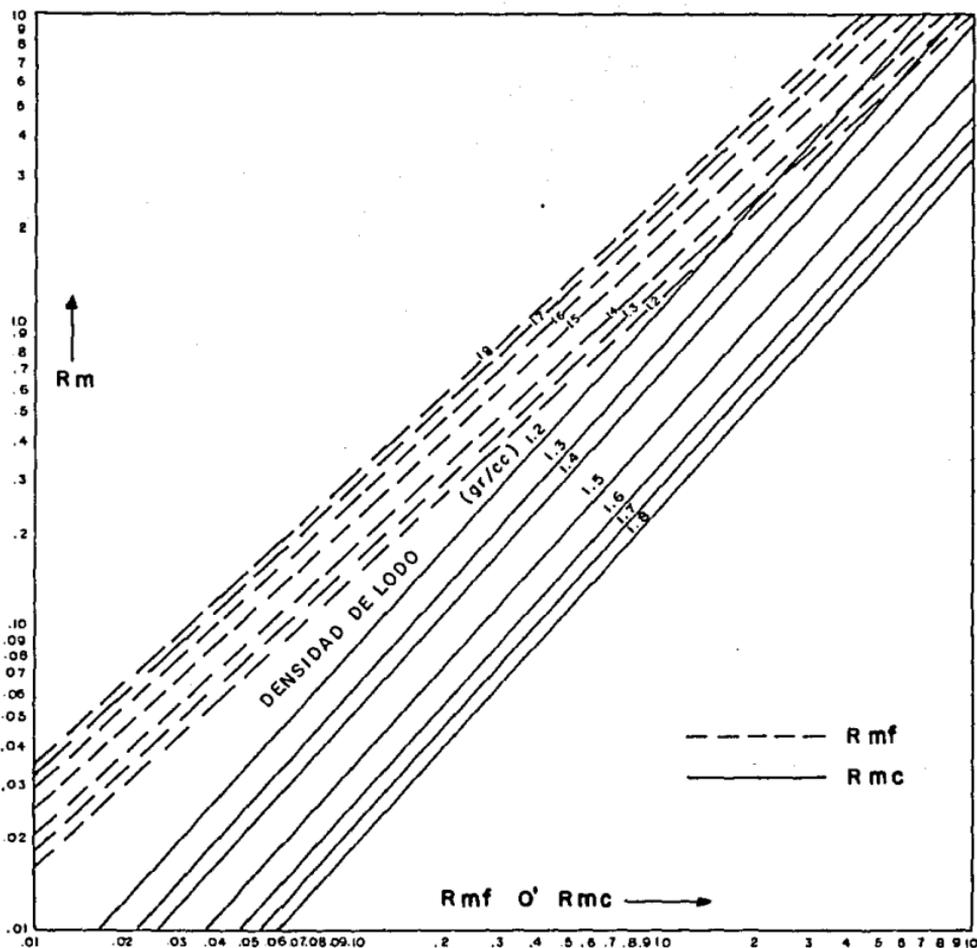


FIG. N° 21 OBTENCION DE R_{mf} . Y R_{mc} . EN FUNCION DE LA DENSIDAD DEL LODO

FIG. N° 22

OBTENCION DE Rmc Y Rmf EN
FUNCION DE Rm

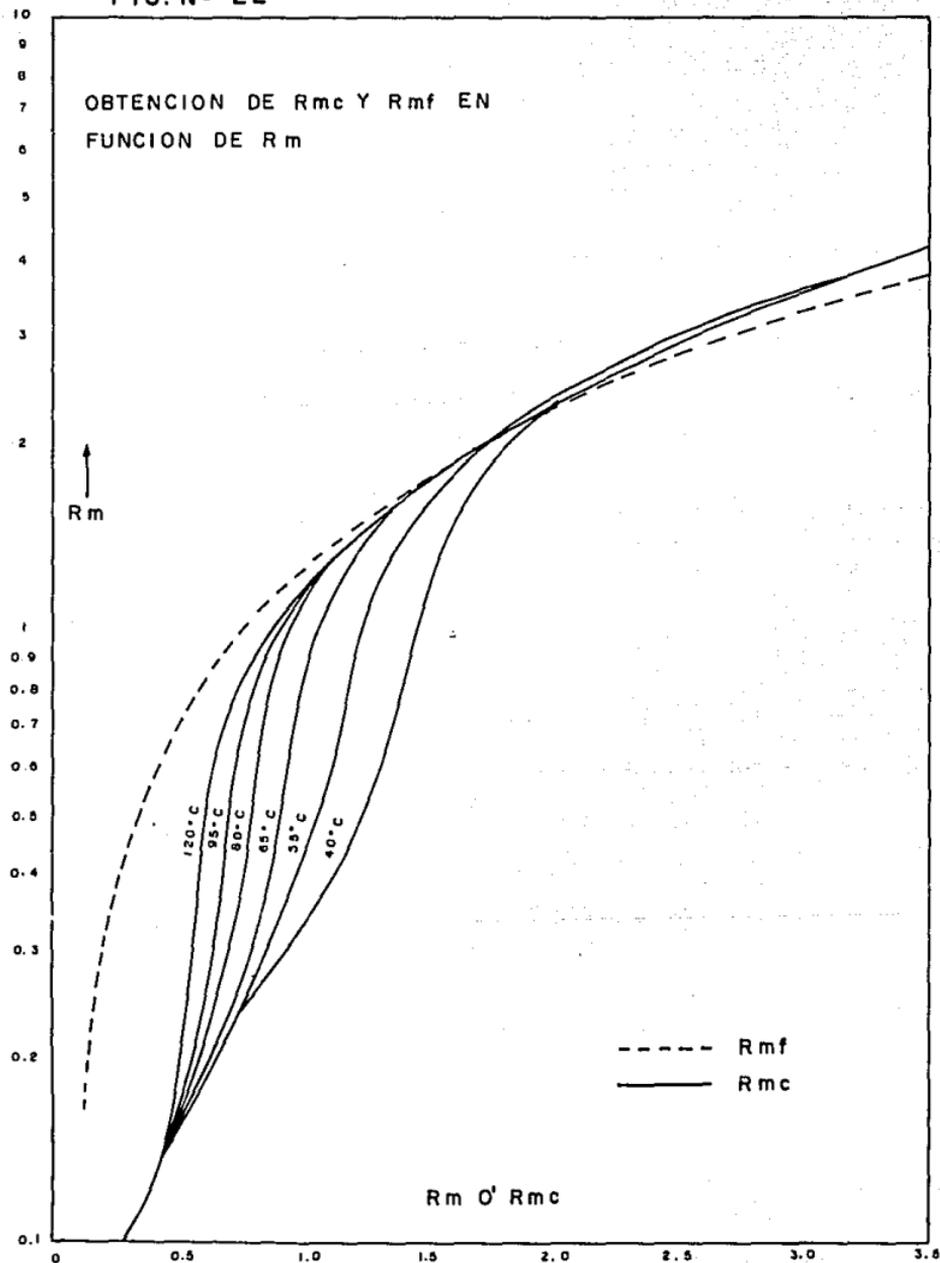


FIG. NO. 23— RELACION ENTRE R_w , R_{wf} , Y $(R_w)_e$ Y $(R_{mf})_e$

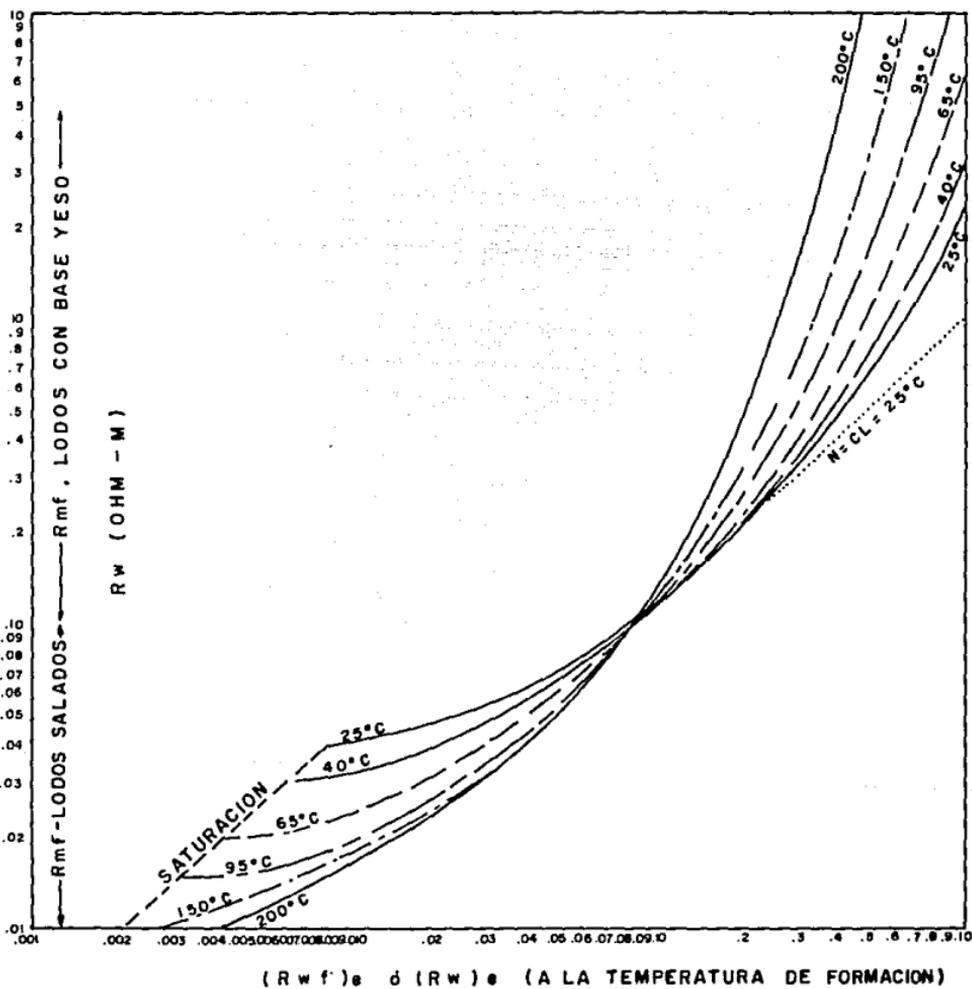
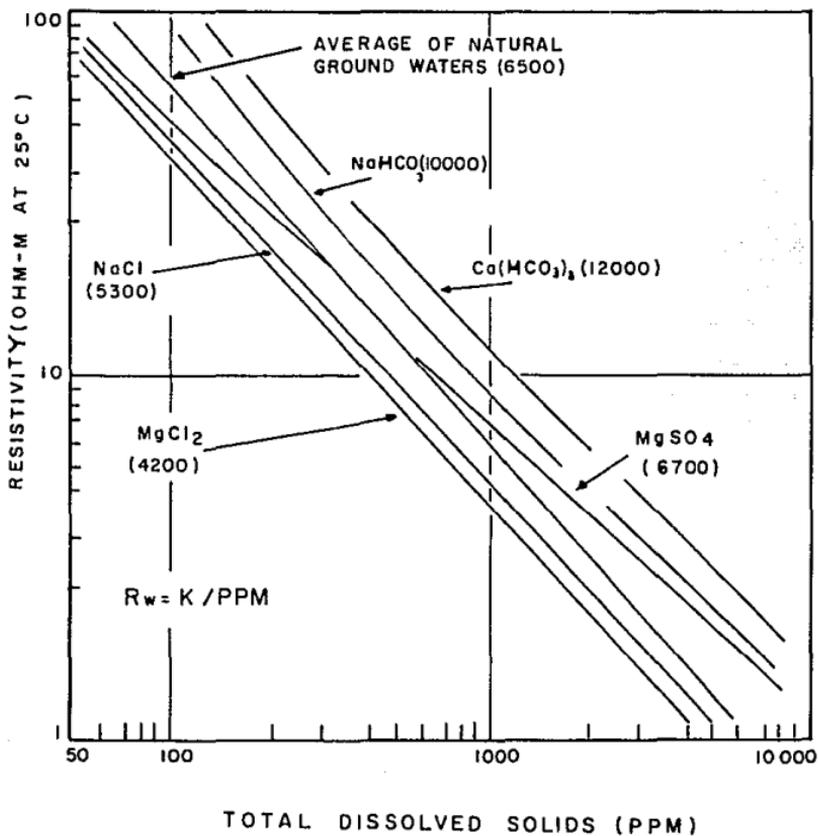
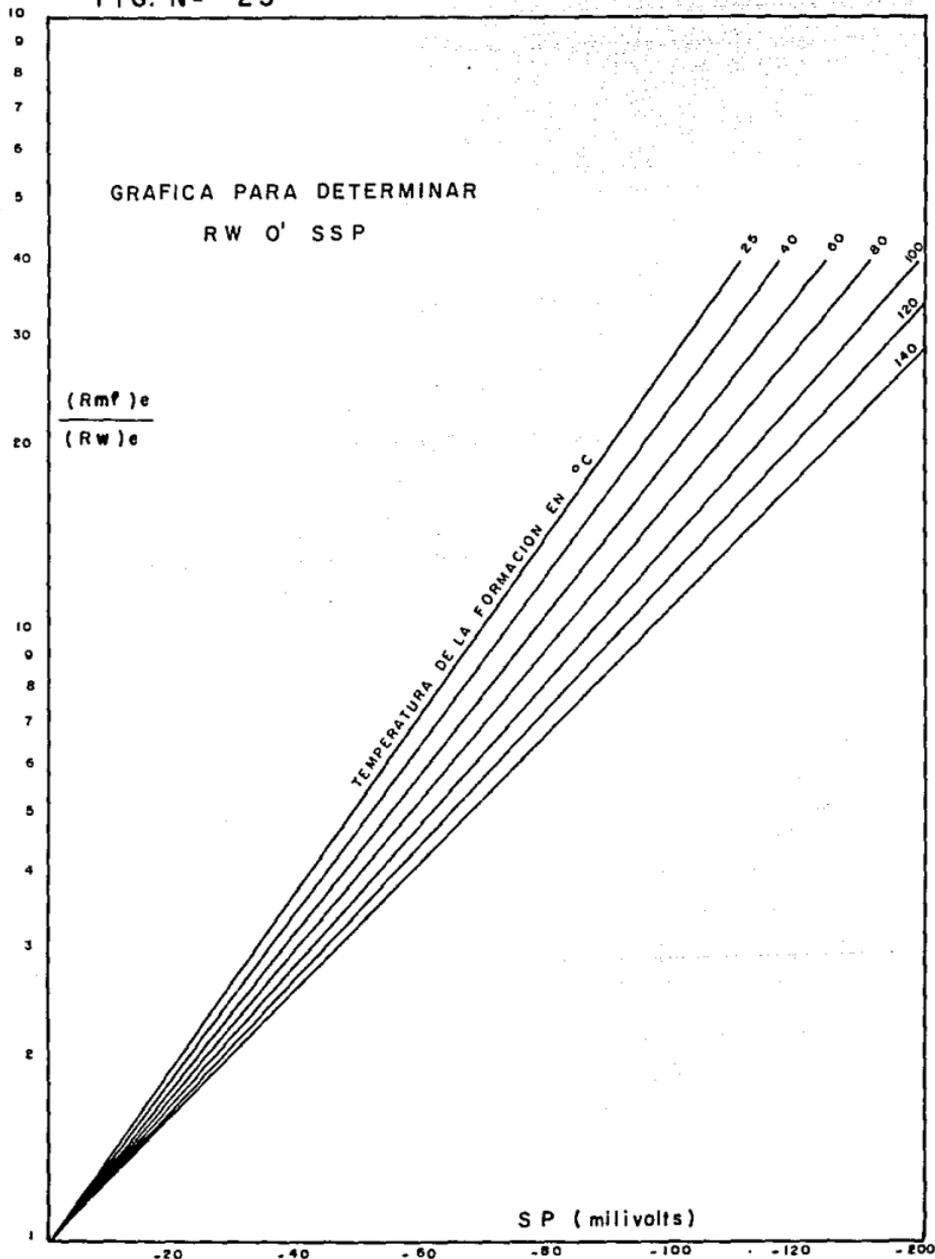


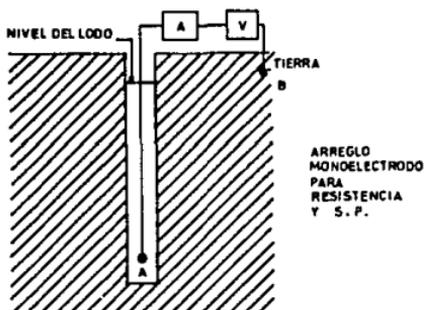
FIG. N° 24



SOLUTION RESISTIVITY VS. TOTAL DISSOLVED SOLIDS AT 25°C FIGURES IN PARENTHESIS ARE K VALUES.

FIG. N° 25





CAMPO ELECTRICO ESFERICO

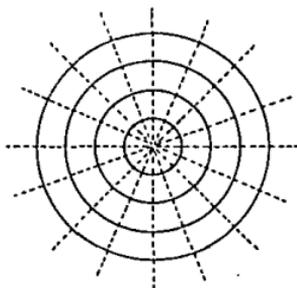


FIG. No. 26

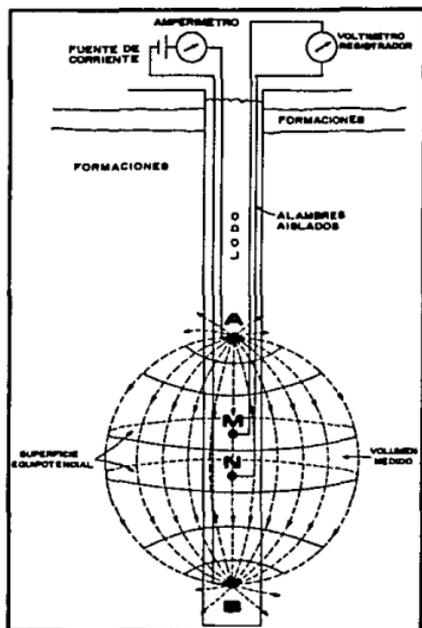


FIG. No. 27

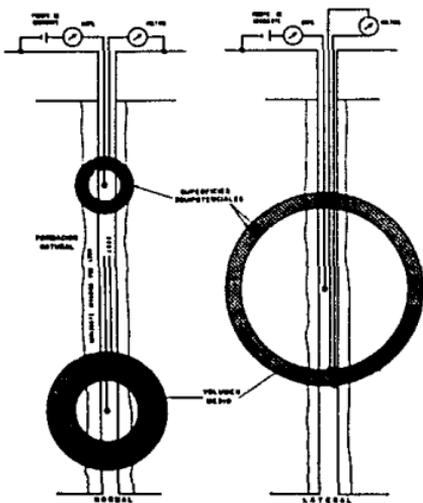


FIG. No. 28

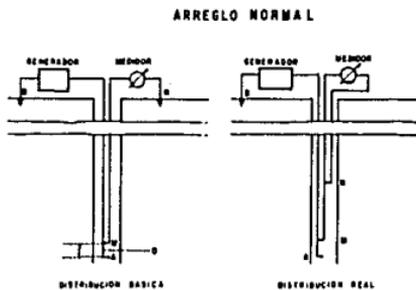


FIG. No. 29

ARREGLO LATERAL

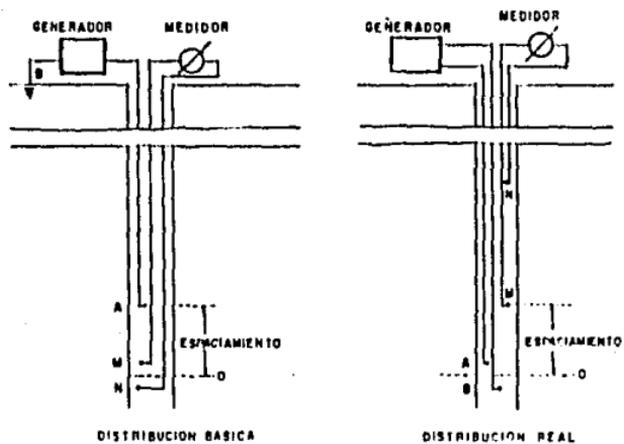


FIG. No. 30

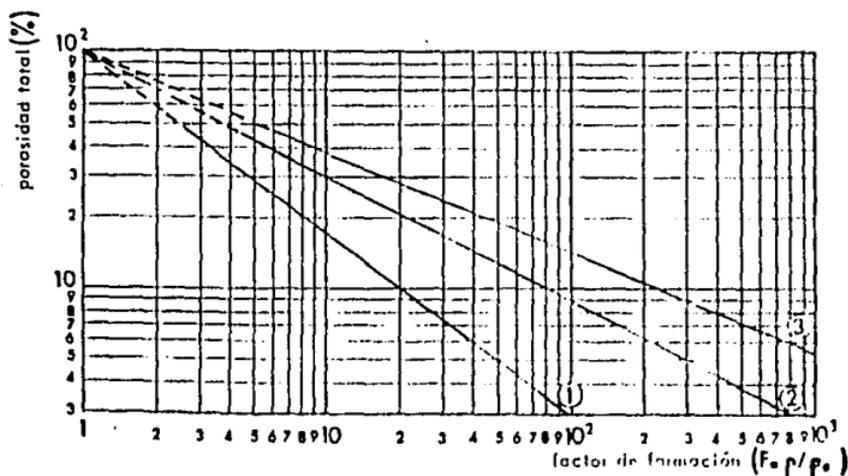


FIG. 32 — Curvas que dan la porosidad total de una formación acuífera saturada en función del factor de formación F .

5.- Reducción de la señal en capas muy potentes, o por igualdad de salinidad, lo que se puede evitar salando o desalando el lodo. En perforaciones por el sistema de percusión es usual agregar sal común al agua del pozo, aplicando y registrando inmediatamente.

VIII.1.2 Registros de Resistividad.

Entre los registros de resistividad en pozos se tienen básicamente 5 variantes de las cuales se exponen sus aspectos y aplicaciones más importantes en geohidrología.

VIII.1.2.1 Convencionales de Resistividad.

Se corren conjuntamente con el registro de potencial espontáneo y aparecen registrados en los canales localizados a la derecha de la columna de profundidades.

En términos generales, el registro de resistividad se obtiene de la caída de potencial registrada entre los electrodos de medida (M y N) sobre la corriente emitida entre los electrodos de corriente (A y B); caída de potencial que es proporcional a la resistividad del medio ambiente. Es decir, se trata de una reproducción dentro del pozo (en contacto directo con las formaciones de interés) de los métodos indirectos de R.C.I. y resistividad, generando esferas equipotenciales cuyo radio de investigación o rango de penetración se encuentra en función del espaciamiento entre electrodos (Figuras Núms.26, 27 y 28).

En las figuras Núms.29 y 30, se expone la disposición de una sonda convencional de tipo multielectrodo, 6 en total más la armadura metálica que va a tierra, y en la cual quedan integrados cuatro dispositivos de electrodos: uno para el registro del potencial natural (S.P.) y tres para el registro de la resistividad a-

tres rangos de penetración.

NORMAL CORTA (NC), con espaciamento de 0.40 metros y radio de investigación hasta 0.80 metros.

NORMAL LARGA (NL), con espaciamento de 1.60 metros y radio de investigación de 3.20 metros.

LATERAL O INVERSA (INV), con espaciamento de 5.70 metros y radio de investigación de 6.10 metros, los cuales permiten distinguir - las resistividades aparentes y/o verdaderas de las diferentes zonas próximas al pozo (fig. No. 31).

R_{xo} .- Resistividad de la zona barrida por el filtrado del lodo de resistividad K_{mf} .

R_i .- Resistividad de la zona invadida por el filtrado del lodo.

$R_t = R_o$.- Resistividad de la zona no contaminada y saturada con - agua de formación de resistividad R_w .

Sin embargo, en pozos de agua lo más usual es el empleo de sondas de un solo electrodo, accesibles por su economía, y con las cuales se registra simultáneamente o por separado el potencial natural, y por otro una curva de resistividad de baja penetración para análisis cualitativos, y para cuya interpretación debe considerarse la posible influencia del filtrado del lodo y del lodo mismo, razón por la cual preferentemente deben correrse en agujeros de diámetro menor a 75 cms.

En cambio, en las sondas de múltiple electrodo es posible el análisis cuantitativo para la determinación de la resistividad del - agua de formación (R_w) y la porosidad (P) o el grado de cementación (m); aplicando el principio de Archie sobre el factor de formación, en el cual se expone que la resistividad verdadera (R_t) -

de una formación es directamente proporcional a la resistividad - del agua que la satura (S_w), e inversamente proporcional a su porosidad (P) afectada de su grado de cementación (m), de acuerdo - a la siguiente expresión $R_t = \frac{R_w}{pm}$; y el factor de formación (F) - proporcional a la resistividad verdadera de la formación cuando - está saturada con agua salada (R_o), e inversamente proporcional a la resistividad del agua que le satura ($R'w$); o sea $F = \frac{R_o}{R'w}$.

Pero como en geohidrología el agua de formación es generalmente - de baja salinidad, es obligado el cálculo F en el laboratorio, me - diante la determinación directa en un resistivímetro de R_o y $R'w$ - en una muestra representativa de la formación que saturamos con - agua salada.

En cuanto al grado de cementación (m), éste se estima considerand - o su variación de 1.3 para arenas no consolidadas a 2 para are - nas consolidadas; o bien, de la muestra de formación obtenida se - determina en el laboratorio su porosidad media y se deduce el fac - tor de cementación de las expresiones antes citadas.

En la práctica, se recomiendan seguir los siguientes pasos:

- 1.- Se determina la porosidad media (P) de la muestra.
- 2.- Mediante el resistivímetro se obtiene para la muestra saturada con agua salada (10 gramos de sal en un litro de agua), R_o y $R'w$ y se calcula F :

$$F = \frac{R_o}{R'w}$$

- 3.- Con P y F se determina el grado de cementación (m) en la grá - fica de la Fig. No. 32, en donde:

Curva 1 : ($m = 1.3$) : formación suelta.

Curva 2 : ($m = 1.9$) : roca consolidada con porosidad intersticial.

Curva 3 : ($m = 2.35$) : roca consolidada de porosidad de fisuración.

- 4.- Se determina la calidad del agua, calculando primeramente R_w con la resistividad verdadera (R_t) obtenida del registro y el factor de formación (F) ya determinado.

$$R_w = \frac{R_t}{F}$$

Valor que corresponde a la temperatura de la formación; por lo que el valor de R_w se corrige a la temperatura standard de 25°C aplicando el factor de corrección obtenido de la gráfica de la Fig. - No. 24, y con el valor corregido de R_w en la misma gráfica, se obtienen los sólidos totales disueltos en partes por millón.

- 5.- A continuación se calcula la porosidad de la formación (P) de la expresión $R_t = \frac{R_w}{P_m}$ de donde $P = \text{antilog} \left(\frac{\text{Log } R_w}{m} \right)$ debiéndose aplicar R_w a la temperatura de formación.

En cuanto a la interpretación cualitativa de las curvas de resistividad deben tomarse en cuenta los siguientes conceptos:

- 1.- En sondas de un electrodo:

- a).- Los puntos de inflexión de las curvas coinciden con los correspondientes del potencial natural indicando cimas y bases de cada capa.
- b).- No existe cero, por lo que las medidas de las resistividades son comparativas y deben referirse a los valores de las arcillas o lutitas.
- c).- Debe considerarse la resistividad del lodo, medida por medio de un resistímetro, para estimar la influencia del mismo y de su filtrado en las formaciones permeables.
- d).- En su interpretación debe correlacionarse el muestreo litológico y la curva de potencial espontáneo (SP).

e).- Relativas altas resistividades deben esperarse en capas potentes y como índice de una baja salinidad en el agua de formación y/o una baja porosidad.

f).- En formaciones duras que acusan fracturamiento debe esperarse una alta resistividad con cambios bruscos a baja resistividad cuando las fracturas se encuentran saturadas.

2.- En sondas de múltiple electrodo:

a).- Los puntos de inflexión, por razón del espaciamiento entre electrodos, siempre se encuentran desfasados y en el caso de la Inversa, distorsionada con mayor amplitud hacia la base.

b).- Cuando la normal corta presenta diferente resistividad que la normal larga y que la inversa, se habrá registrado la zona invadida; y será menor cuando $R_{mf} < R_w$ (caso más común), y mayor cuando $R_{mf} > R_w$ debiendo tomarse la resistividad verdadera (R_t) en la normal larga.

c).- Semejantes a los incisos c, d, e y f de la sonda de un electrodo.

VIII.1.2.2 Microregistros.

Principalmente en la perforación de pozos petroleros se emplean sondas especiales con disposiciones de electrodos diferentes; así por ejemplo, para la medición de capas muy delgadas, se emplea una sonda de espaciado pequeño de electrodos que se desliza sobre las paredes del pozo sobre unos patines elásticos, conocido comercialmente como Microlog en sus tipos Micronormal y Microinversa y que se corren conjuntamente con un dispositivo de medición o calibrado de agujero y en donde la separación entre las curvas de mi-

cronormal y microinversa son índice de porosidad y saturación, -- que en caso de presentarse la micronormal (punteada), a la derecha de la microinversa (curva continua), acusa saturación de agua salada y en caso contrario corresponde a una invasión moderada; -- pero más propiamente el tipo de fluido que las satura, dependerá del rango de resistividad. En capas impermeables y/o densas ambas curvas prácticamente no muestran separación. Cuantitativamente -- con estos registros se obtienen los valores de resistividad de las zonas invadidas por el filtrado del lodo y las propias resistividades del lodo (R_m), del enjarre (R_{mc}) y del filtrado del lodo -- (R_{mf}).

VIII.1.2.3 Registros y Microregistros de Corriente Enfocada.

Estos registros, conocidos comercialmente como Laterolog y Microlaterolog que presentan una mayor exactitud en la medición de la resistividad verdadera aún en capas muy delgadas y en lodos muy conductivos, suministrándose la corriente por medio de electrodos -- confinados entre otros electrodos de igual polaridad que confinan a la corriente en una dirección o plano determinado.

En el Laterolog se cuentan con varios rangos de penetración, de -- muy someras a profundas y en el Microlaterolog del orden de 7.5 -- cms.

Algunas variantes del Microlaterolog se han presentado como Registro de Proximidad, obteniéndose de todos ellos valores más precisos para casos más especiales de registro que complementan extraordinariamente la información que ofrecen los registros eléctricos convencionales sobre las formaciones atravezadas por la barra na en una perforación, independientemente de su objetivo.

VIII.1.2.4 De Inducción.

Cuando el fluido de perforación no tiene propiedades conductivas-

(lodo a base de aceite), o se perfora con aire, el registro de -- las propiedades eléctricas de las formaciones atravezadas por la barra se miden por medio del Registro de Inducción en el cual, -- las condiciones eléctricas de las formaciones se miden a través -- de una corriente eléctrica generada por inducción de un campo -- electromagnético establecido por una bobina alimentada por una co rriente oscilatoria de 20,000 ciclos/seg., de tal manera que la -- respuesta se recibe en un proceso inverso en otra bobina colocada apropiadamente en la misma sonda, correspondiendo la curva que se grafica a la conductividad en milimhos de las formaciones regis-- tradas.

La conductividad así graficada, puede simultáneamente convertirse a su inverso: la resistividad, obteniendo curvas de patrón más ge neralizado. Conjuntamente con el registro de inducción, en pozos-- con lodo se corre un registro de potencial espontáneo y en caso -- contrario con un registro de rayos gamma.

En este caso también existen sondas con varios dispositivos de bo binas que ofrecen variantes de interés y aunque su utilidad es -- muy grande, sobre todo para estudios estratigráficos, en geohidro logía no se ha desarrollado.

VIII.1.2.5 De Medición de Echados.

Como se sabe, las capas en que se subdividen las formaciones geo-- lógicas son definidas por su rumbo y su echado o máximo grado de inclinación; pero en los pozos esto no es posible realizarlo con una brújula y un inclinómetro de mano, pero mediante el registro-- eléctrico en su variante de medición de echados si es factible y-- el resultado de gran valor y aplicación.

Los datos obtenidos a partir de un registro de este tipo, tienen-- como finalidad obvia la determinación de la dirección y la magni--

tud del echado de los contactos y que se definen por el azimut de la desviación ($\Delta\alpha$), la desviación del agujero (D), el radio del agujero (r), las discrepancias de profundidad entre los electrodos (a y b) y azimut del electrodo I.

La sonda está constituida de las siguientes partes:

- 1.- Un centralizador o guía superior que centra en el agujero el fotoclinómetro.
- 2.- Un fotoclinómetro que toma mediante una fotografía el rumbo y la inclinación de la sonda en un cartucho electrónico.
- 3.- Una sonda porta electrodos provista de tres brazos de contacto a 120° , provistos de dos electrodos cada uno; que detectarán en su oportunidad cada uno el contacto o contactos seleccionados.
- 4.- Un centralizador inferior.

Los contactos se seleccionan del análisis de un registro eléctrico previamente corrido, debiendo elegirse si la dirección de echado se realiza por el registro del potencial natural, generalmente usado cuando se trata de alternancia de capas de arenas y arcillas, o por resistividad cuando se trata de formaciones duras como las calizas pero con fuertes contrastes eléctricos; mejorando la precisión del método con el aumento en el ángulo del echado, - pues este se basa en la diferencia de profundidad con la que cada brazo de electrodos registra un mismo contacto.

Este registro aunque de poca aplicación en geohidrología, resulta de gran valor para el estudio estratigráfico y estructural de calizas acuíferas.

VIII.2 Registros Radioactivos.

Hasta ahora los registros de pozos que se han visto, requieren correrse en agujeros abiertos, lo cual en geohidrología, en ocasiones es imposible; ya sea por la poca estabilidad de las formaciones que obligan a un rápido ademado o porque en el área bajo estudio existen pozos de los cuales no se tiene ninguna información, en tales casos los registros radioactivos ofrecen una valiosa ayuda.

VIII.2.1 Registro de Rayos Gamma.

En la actualidad, es de sobra conocida la existencia de minerales radioactivos cuya característica de emitir partículas subatómicas en un proceso de desintegración espontánea, los hace fácilmente identificables mediante aparatos específicos. Dichas emisiones, conocidas por radiaciones, producto de la inestabilidad de los átomos en dichos minerales, se clasifican por su tipo en Rayos Alfa, Rayos Beta y Rayos Gamma, siendo éstos últimos los más importantes para estos propósitos por su reducida longitud de onda lo que les da gran penetrabilidad, razón por la cual son los más fáciles de detectar.

Afortunadamente, todas las rocas en general, ya sean ígneas, sedimentarias o metamórficas, desarrollan cierto grado de radioactividad, pero con diferente intensidad; así por ejemplo, las rocas ácidas generan más radioactividad que las rocas básicas; y entre las sedimentarias, las argilitas en mayor grado que las areniscas; pudiéndose resumir en el siguiente cuadro:

CUADRO No. VII

TIPO DE ROCA.

RADIOACTIVIDAD EN μ GR. R_a eq/Ton

	0	10	20	40	60	80	100
CARBON							
SAL							
DOLOMITA.							
CALIZA.							
ARENISCA.							
CALIZA LUTIFICA.							
ARENA LUTIFICA.							
LUTITA.							
ROCAS RICAS EN POTASIO.							
LUTITA ORGANICA MARINA.							

1 μ GR. R_a . eq/Ton. = 16.5 unidades A.P.I.

Ahora bien, la radioactividad tiene la propiedad de producir fosforescencia sobre ciertas sustancias cristalinas, de velar las placas fotográficas y de ionizar los gases inertes; propiedad ésta última que se aprovecha para medir la radioactividad al hacerse conductor un gas por el efecto de ionización.

La sonda empleada en el registro de rayos gamma, a grandes rasgos consta de un contador geiger y un amplificador eléctrico, pero algunos equipos presentan como elemento de registro un cintilómetro - cuyo funcionamiento se basa en la emisión de destellos luminosos -

de ciertos cristales, tales como el sulfuro de zinc, tungstate de calcio, antraceno, naftalino y Yoduro de sodio activado con talio, al ser agredidos por los rayos gamma; destellos que se registran y amplifican eléctricamente con una eficiencia mayor que el registro del contador geiger.

El registro de rayos gamma, se expone normalmente en el canal izquierdo de un registro y es fácilmente correlacionable con la curva de potencial espontáneo en una secuencia de arenas y arcillas; y por lo tanto, de ella pueden identificarse los contactos entre capas, aunque desfasados hacia arriba por efecto de la longitud de la sonda y la velocidad de registro, pero bajo condiciones normales los contactos pueden considerarse en los puntos medios entre deflexiones máximas y mínimas.

Otra similitud entre el registro de potencial espontáneo y el de rayos gamma radica en la posibilidad de conocer el porcentaje de arcilla existente en una capa arenosa, con la diferencia de que en el caso de rayos gamma la diferencia de salinidades no afecta y puede ser calculado con la expresión:

$$P = \frac{\gamma_S - \gamma_L}{\gamma_{Sh} \gamma_L} \quad \text{en donde:}$$

P - Es la fracción de arcilla presente.

γ_S - La deflexión de la curva de rayos gamma frente al intervalo en análisis.

γ_L - La deflexión de la curva de rayos gamma frente a una arena -- que se puede considerar limpia.

γ_{Sh} - La deflexión de la curva de rayos gamma frente a una capa arcillosa.

En cuanto al cálculo en la radioactividad verdadera, las lecturas

de la radioactividad aparente deben ser corregidas por diámetro de agujero, diámetro de sonda, densidad del lodo, espesor de anillos y espacios cementados, así como por la excentricidad de la sonda con respecto a la pared del agujero, para todo lo cual ya existen nomogramas que facilitan sus cálculos.

VIII.2.2 Registro de Densidad.

También conocido como de Gamma-Gamma o "De Fared", se usa para obtener la densidad de las formaciones y consecuentemente su porosidad, a través de un bombardeo de rayos gamma originados por una sonda que se desplaza sobre la pared del pozo, hacia la formación, la cual entre más densa sea, propiciará una mayor desviación y colisión de las partículas gamma que así pierden energía y la oportunidad de ser captados por el detector; por lo tanto, la intensidad de rayos gamma captada por el detector es inversamente proporcional a la densidad de la formación.

Actualmente existen sondas de dos detectores que simplifican los cálculos y correcciones necesarias.

Este registro hasta la fecha y básicamente por su costo no se emplea en geohidrología.

VIII.2.3 Registro de Neutrones.

En el registro de rayos gamma se observó que la litología en arenas y arcillas puede ser definida como en una curva de potencial natural, más no así en formaciones de baja radioactividad como las calizas y las rocas ígneas de reducido contenido de potasio; sin embargo, mediante la curva de neutrón, se establece si en general cualquier roca es porosa, y lo que es más importante si contiene agua.

La anterior situación es factible debido a que el agua o cual-

quier otro fluido o roca que contenga hidrógeno, al ser bombardeada con neutrones produce una emisión secundaria de radiaciones gamma de mayor intensidad que es captada por una cámara de ionización o un cintilómetro, generándose una curva parecida a la de resistividad.

La fuente de neutrones es una mezcla de radio y berilio cuyo efecto da lugar a la liberación de neutrones de alta velocidad que al llegar a la formación, chocan con los átomos de hidrógeno, disminuyendo su poder de penetración, pero cuando en la formación hay poco hidrógeno, los neutrones son capturados provocándose un desequilibrio atómico del que se generan o inducen los rayos gamma secundarios ya citados.

Del fenómeno explicado a grandes rasgos en el párrafo anterior, -- se derivan dos tipos de registro: el de GAMMA-NEUTRON, producido sobre la emisión de rayos gamma secundarios cuando los neutrones son capturados al alcanzar su nivel térmico después de las sucesivas colisiones a las que se enfrenta; y el registro EPITERMICO DE PARED, que trabaja bajo el mismo principio pero con un tipo diferente de sonda que por si sola elimina muchos de los factores que afectan al de Gamma-Neutrón, como las condiciones del agujero, -- por ejemplo.

Con ventaja a este último se tiene la sonda de dos detectores.

Otros registros radioactivos o nucleares, se han desarrollado para la Industria Petrolera, y por sus rangos de información respecto a la permeabilidad y saturación de agua pueden ser en lo futuro de gran aplicación geohidrológica. Estos registros son: el Registro de Tiempo de Decaimiento de Neutrones Térmicos y el Registro de Magnetismo Nuclear.

VIII.3 Registros Acústicos.

A semejanza de los métodos de prospección sísmica, en registros de pozos se han desarrollado varios tipos de testificación que ofrecen una amplia información, principalmente ligada a la densidad o mejor dicho a la porosidad de las formaciones.

Los principios sismológicos de propagación de ondas elásticas son los mismos que en los registros acústicos de pozos y solo cambia el método de aplicación, empleándose una sonda provista de dos -- transmisores de ondas acústicas, sónicas o sísmicas que se propagan y son refractadas y reflejadas por las formaciones siendo captadas por cuatro receptores incluidos en la misma sonda.

Las velocidades de propagación son registradas sobre una película en una escala de microsegundos por pie o transformadas electrónicamente a valores de porosidad, de donde resulta el registro SONICO DE POROSIDAD y que se corre simultáneamente con un registro de calibración de agujero o con un registro de potencial espontáneo.

En otras ocasiones se corre con un registro de resistividad por inducción que se conoce como REGISTRO SONICO-RESISTIVIDAD.

Entre otras aplicaciones del principio del registro sónico se tiene la testificación del grado de adherencia del cemento consecuen te a una operación de cementación y que es conocido como REGISTRO SONICO DE CEMENTACION, y que ha sido superado por el registro de DENSIDAD VARIABLE, el que también puede ser usado para la detección de fracturas, mismas que pueden ser relacionadas en un registro de AMPLITUD DE ONDA. Siendo todos estos variantes de los registros acústicos.

VIII.4 Registros Complementarios.

Como se habrá podido observar todos los registros de pozos que se han desarrollado llevan como objetivo principal el conocimiento -

de las condiciones de porosidad y saturación de las formaciones, además de objetivos secundarios pero no menos importantes sobre el conocimiento de otros parámetros de las capas atravesadas durante una perforación, y para lo cual requieren del apoyo de otro tipo de registros que podemos llamar complementarios, como son los de temperatura, calibración de agujero, verticalidad y molinete hidráulico, los cuales se tratan brevemente a continuación.

VIII.4.1 Registro de Temperatura.

En la mayoría de los registros de pozos, las sondas van equipadas con un termómetro de máxima cuya finalidad es detectar la mayor temperatura alcanzada, atribuible a la máxima profundidad a que llegó la sonda, y de la cual se puede obtener el gradiente de temperatura que existe en el pozo; pero además, existen sondas especiales que detectan mediante dispositivos térmicos, y registran electrónicamente dicho gradiente y todas las anomalías de la temperatura en un pozo; las cuales son indicativas de varios fenómenos, como son:

- Pérdidas de lodos.
- Intervalos productores de agua o generadores de pérdida de la misma
- Intervalos productores de gas.
- Cima alcanzada por el cemento después de una cementación primaria.

VIII.4.2 Registros de Calibración de Agujero.

Estos registros que ya fueron bosquejados anteriormente, además de la utilidad que brindan al dar a conocer los cambios de diámetro de una perforación, indican:

- Intervalos densos.- En donde la calibración coincide con el diámetro de la barrena.
- Arcillas.- En donde la calibración generalmente acusa un aumento de diámetro del agujero respecto del diámetro de la barrena por deslave o erosión producida por los fluidos de perforación, estabilizadores, juntas de tubería, etc., o presentan una reducción de diámetro cuando las arcillas se hidratan e hinchan, lo cual se conoce durante la perforación por la frecuente resistencia que oponen al peso de la sarta de herramientas.
- Intervalos porosos.- Donde siempre habrá una reducción de diámetro como consecuencia de la película de enjarre dejada por el lodo de perforación.

VIII.4.3 Registros de Verticalidad.

Aunque estos registros se corren por programa durante una perforación y principalmente en perforaciones direccionales, por medio de inclinómetros o de fotoinclinómetros, en los registros de medición de echados son de vital importancia.

VIII.4.4. Registro de Molinete Hidráulico.

Este registro, también conocido como piloto eléctrico, es de gran importancia en trabajos geohidrológicos.

Se realiza por medio de una sonda provista de una hélice o propela en la que se genera un movimiento rotacional cuando se encuentra en un medio fluido y se establece un movimiento diferencial entre el medio y la propela; es decir, al bajar o subir dentro de un pozo, o al mantenerse estable dentro del mismo en donde existe un movimiento ascendente o descendente del fluido. La propela en su rotación acciona un interruptor eléctrico o provoca haces de luz en el caso de un fotomicromolinete que indica la velocidad dife

rencial del fluido y el sentido del mismo.

La utilidad de este molinete en términos generales es la de medir la velocidad y consecuentemente el gasto diferencial de un flujo-dentro de una tubería, y es empleado para detectar:

- Pérdidas de lodo.
- Gastos de producción o simplemente de flujo en zonas de producción y de pérdidas.
- En tratamientos selectivos de estimulación.

VIII.5 Ejemplos de Utilidad Práctica.

Para terminar, se expondrán dos experiencias adicionales obtenidas con el uso de un aparato registrador de resistividad de un electrodo, que pueden substituir en el campo el empleo de equipos de registros más complicados.

Cimas de Cemento.- En agujeros entubados donde se ha realizado una cementación primaria, en la cima correspondiente se obtiene una anomalía de resistividad durante la reacción exotérmica del fraguado si el registro se corre de dos a cuatro horas después de la operación de cementación.

Detección de Tuberías Ciegas y Ranuradas.- En cualquier condición de tiempo, un registro de resistividad en un agujero entubado presentará una anomalía frente al intervalo cubierto por el cedazo o tubería ranurada y una respuesta constante de baja resistividad en el intervalo ademado con tubería ciega.

VIII.6 Conclusiones sobre los Métodos Geofísicos.

Con la brevedad necesaria, han sido tratados en esta parte los métodos más comunes de prospección y testificación geofísica aplica

bles en el presente o en un futuro, a los diversos problemas geohidrológicos; pues se debe de estar conciente de que las demandas cada vez mayores de agua para el desarrollo de la civilización, - obligarán cada día más a la búsqueda de nuevos y mejores métodos de estudio, los cuales, afortunadamente se encuentran en gran estado de avance en la Industria Petrolera, de donde se enriquecen los conocimientos, pero sin perder de vista el objetivo y la especial problemática a que se enfrenta la localización y explotación de nuevas fuentes de agua subterránea.

CAPITULO IX

CONCLUSIONES.

PRIMERA.

Para el aprovechamiento del agua subterránea, se necesita la intervención de variadas disciplinas, estando entre ellas las ciencias geológicas que permiten señalar sitios idóneos para perforar, de acuerdo a la identificación que se haga de las formaciones geológicas por atravesar y que además conducirán a programar obras - que no resulten antieconómicas.

SEGUNDA.

Cuando se tiene la necesidad de localizar nuevos sitios para la perforación exploratoria y partiendo de que la corteza terrestre no es homogénea, tanto en forma lateral como a profundidad; es necesario programar un estudio geohidrológico integral que permita analizar los procesos geológicos que han intervenido en la formación de la corteza y del acuífero y así poder conocer parámetros importantes como: grado de porosidad y permeabilidad desarrollada, así como su flujo y capacidad de almacenamiento.

TERCERA.

El agua es necesaria para el desarrollo de la humanidad en todas sus actividades: en el consumo humano, en la agricultura o en la industria, un aspecto muy importante que no se debe perder de vista es que este recurso no es ilimitado y que en el caso del agua subterránea solo una explotación racional y científica que tome en cuenta el mecanismo de recarga y descarga de los acuíferos de que se trate, permitirá su conservación.

El Territorio Mexicano en su mayor parte sufre por la escasa precipitación pluvial y por ende, falta de escurrimientos superficia

les, encontrando un gran apoyo en la explotación del agua subterránea, solo que esta explotación ha sido irracional, a tal grado que actualmente las principales zonas acuíferas del Territorio -- Mexicano se encuentran sobre-explotadas. Por tal motivo en este trabajo se expone todo el proceso que requiere e implica el realizar una perforación para el aprovechamiento del agua subterránea, así como los mecanismos de control de la extracción que se requieren para evitar su sobre-explotación y que desgraciadamente no se llevan a cabo en la mayoría de los casos en el País.

BIBLIOGRAFIA.

- 1.- D.G.A. WHITTEN Y J.R.V. BROOKS. (1980). DICCIONARIO DE GEOLOGIA. ALIANZA EDITORIAL. MADRID, ESPAÑA.
- 2.- F.J. LONKHOUSE. (1978). DICCIONARIO DE TERMINOS GEOGRAFICOS. EDITORIAL OIKOS-TAU. BARCELONA, ESPAÑA.
- 3.- E. Wm. HEINRICH. (1970). IDENTIFICACION MICROSCOPICA DE LOS MINERALES. EDITORIAL URKO. BILBAO, ESPAÑA.
- 4.- F. TELLAIR. Ch. POMEROL. (1974). TRATADO DE GEOLOGIA. EDITORIAL VICENS-VIVES. BARCELONA, ESPAÑA.
- 5.- ARTHUR HOLMES. DORIS L. HOLMES. (1980). GEOLOGIA FISICA. EDITORIAL OMEGA. BARCELONA, ESPAÑA.
- 6.- J.W. LOW. (1960). GEOLOGIA DE CAMPO. EDITORIAL C.E.C.S.A. MEXICO.
- 7.- J. GUILLEMET. (1971). GEOLOGIA DEL PETROLEO. EDITORIAL PARANINFO. MADRID, ESPAÑA.
- 8.- LESTER CHARLES UREN. (1965). INGENIERIA DE PRODUCCION DE PETROLEO. EXPLOTACION DE LOS CAMPOS PETROLEROS. EDITORIAL C.E.C.S.A. MEXICO.
- 9.- CORNELIUS S. HURLBUT JR. (1980). MANUAL DE MINERALOGIA DE DANA. EDITORIAL REVERTE. BARCELONA, ESPAÑA.
- 10.- G.W. TYRREL. (1981). PRINCIPIOS DE PETROLOGIA. EDITORIAL C.E.C.S.A. MEXICO.
- 11.- JUAN M. LESSER I. (1984). HIDROGEOQUIMICA APUNTES. DIVISION DE EDUCACION CONTINUA. F.I., U.N.A.M.
- 12.- LIST. BENDOZA, A. (1975). HIDROGEOQUIMICA. S.A.R.H. (BOLETIN DE DIVULGACION TECNICA N.º. 1 ZONAS ARIDAS).
- 13.- MARTELL ANDRADE BERNARDO. (1974). APUNTES DE LAS CLASES DE GEOLOGIA DEL SUELO Y REGISTROS GEOPISICOS DE EXPLOTACION. U.N.A.M.

- 14.- E.B. BOHRIN. (1961). INTRODUCCION A LA PROSPECCION DE LA GEOPHISICA. EDITORIAL OMEGA. BARCELONA, ESPAÑA.
- 15.- J.L. ASTIER. (1975). GEOPHISICA APLICADA A LA HIDROGEOLOGIA. EDITORIAL PARANINFO. MADRID, ESPAÑA.
- 16.- D.S. PARASMIS. (1971). GEOPHISICA MINERA. EDITORIAL PARANINFO. - MADRID, ESPAÑA.
- 17.- ALBERTO BENITEZ. (1963). CAPTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS. EDITORIAL DOSSAT. MADRID, ESPAÑA.
- 18.- E. CUSTODIO, M.R. LLAMAS. (1976). HIDROLOGIA SUBTERRANEA TOMO I Y II. EDITORIAL OMEGA, S.A. BARCELONA, ESPAÑA.
- 19.- S.N. DAVIS R. DE WIEST. (1971). HIDROGEOLOGIA. EDITORIAL ARIEL. BARCELONA, ESPAÑA.
- 20.- JOHNSON DIVISION. (1975). EL AGUA SUBTERRANEA Y LOS POZOS. EDITORIAL VOP, INC.
- 21.- FELIX TROMEL. (1978). LAS AGUAS SUBTERRANEAS. EDITORIAL OIKOS-TAU, S.A. BARCELONA, ESPAÑA.
- 22.- ROBERT EOWEN. (1980). GROUND WATER. APPLIED SCIENCE PUBLISHERS--LTD GREAT BRITAIN.
- 23.- ANGEL BASSOLS BATALLA. (197^). RECURSOS NATURALES (CLIMAS, AGUA, SUELOS). EDITORIAL TRILLAS. MEXICO.